Apport des données hydroacoustiques pour l'étude de la sismicité de la dorsale médio-Atlantique nord

Marion Giusti

▶ **To cite this version:**

Marion Giusti. Apport des données hydroacoustiques pour l'étude de la sismicité de la dorsale médio-Atlantique nord. Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2019. Français. NNT : 2019BRES0023 . tel-02292753

HAL Id: tel-02292753

https://theses.hal.science/tel-02292753

Submitted on 20 Sep 2019

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.

UNIVERSITE SCIENCES BRETAGNE DE LA MER LOIRE ET DU LITTORAL

UBO Université de Bretagne Occidentale

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE
DE BRETAGNE OCCIDENTALE
COMUE UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

ECOLE DOCTORALE N° 598
Sciences de la Mer et du littoral
Spécialité : Géosciences marines

Par
Marion GIUSTI

Apport des données hydroacoustiques pour l'étude de la sismicité de la dorsale médio-Atlantique Nord

Thèse présentée et soutenue à Plouzané, le 8 mars 2019
Unité de recherche : LGO UMR6538

Rapporteurs avant soutenance :

Guilhem BARRUOL — Directeur de recherche - CNRS, IPGP

Daniel SAUTER — Directeur de recherche - CNRS, EOST

Composition du Jury :

Président du jury :
Javier ESCARTIN — Directeur de recherche-CNRS, IPGP

Guilhem BARRUOL — Directeur de recherche -CNRS, IPGP
Alexis RIGO — Chargé de recherche -CNRS, ENS
Daniel SAUTER — Directeur de recherche -CNRS, EOST
Vera SCHLINDWEIN — Senior Scientist -AWI

Directrice de thèse :
Marcia MAIA — Directrice de recherche -CNRS, LGO

Encadrante de thèse :
Julie PERROT — Maître de Conférences -UBO, LGO, IUEM

Invité(s)
Claude GUENNOU — Maître de Conférences-UBO, LGO, IUEM
Robert DZIAK — Professor -PMEL/NOAA, CIMRS, OSU

Un pour tous, tous pour un

A mes parents,
Aux louveteaux,
A Mathieu,

Remerciements

Et bien voilà nous y sommes, la page peut être tournée… mais avant cela, je tiens à remercier profondément toutes les personnes qui m'ont aidé durant ces 3 années (et 5 mois) de thèse au -2 de la place Nicolas Copernic, endroit rêvé des futurs docteurs.

Un simple merci ne suffirait pas à mes encadrantes, Julie Perrot et Claude Guennou, et directeur de thèse, Marcia Maia, sans qui ce travail n'aurait pu être possible. Un immense merci à toi Julie, pour tes encouragements, tes conseils, ton écoute et ton soutien indéfectible dans les heures les plus gaies comme dans les plus sombres. Les fous rires, les crêpes et les Açores sont des souvenirs précieux. Claude, un énorme merci pour ta pédagogie et tout le temps que tu as consacré à une novice de la modélisation sismo-acoustique. Ce début de thèse «improvisé» fut un réel plaisir à tes côtés, dans la science comme dans le chant, sans oublier Le Mans ! Marcia, un grand merci pour tes relectures, tes conseils avisés, et ta patience… notamment pour mes problèmes de ponctuations ! Ton calme a su contre balancer mon stress.

Je me dois également de remercier tous ceux qui ont participé à l'acquisition et aux traitements des données hydroacoustiques de la dorsale médio-Atlantique (devrais-je dire depuis 1999 ?). Merci notamment à Mickael Beauverger, Alexey Sukhovich, Sergio Moreira et Julie. La mission sur le Thalassa, bien que partiellement mouvementée, fut la réalisation d'un rêve d'enfant !

Je tiens ensuite à remercier chaleureusement Jean-Yves Royer. Merci pour avoir toujours eu ta porte ouverte et n'avoir jamais été avare de conseils. Durant cette thèse, j'ai eu la chance d'échanger avec le professeur Robert Dziak au sein de la NOAA-PMEL en Oregon. Merci à Bob, Andy T.K. Lau et toute l'équipe pour la bienveillance dont ils ont fait preuve. Ce mois à Newport m'a apporté énormément et reste inoubliable.

Ma reconnaissance à Mathilde Cannat et Wayne Crawford de l'IPGP, pour avoir accepté de suivre mon travail en étant membre de mon comité de suivi de thèse.

Je remercie grandement les membres de mon jury de thèse pour les échanges constructifs. Merci à Guilhem Barruol et Daniel Sauter d'avoir lu, examiné ce manuscrit et assisté à ma soutenance. Merci à Javier Escartin, Alexis Rigo et Vera Schlindwein d'avoir également jugé mon oral.

L'ingrédient pour une thèse réussie réside en partie dans l'ambiance de travail. Merci à toutes les personnes du LGO pour leur accueil chaleureux, les nombreux barbecues, thursday beer, repas de noel et Time's up mémorables !

Un merci tout naturel aux gestionnaires, Aurélie, Carole, Margaux, Charlotte et Véronique pour votre patience face à notre inaptitude à l'organisation administrative !

Au très cher Christophe Martin, informaticien-magicien de profession, un pétaoctet de merci pour services rendus. Merci pour la résolution de tous ces mystères mais surtout merci pour ces nombreuses discussions dérivant généralement sur les Star Trek, Gate, Wars et autres séries folles. Ma dernière volonté tu la connais, elle tient en un mot : VINYL.

Merci à tous les doctorants et postdoctorants (il y a du monde sur la liste) sans qui cette thèse n'aurait pu être aussi agréable. Merci d'avoir été tout simplement présent et d'avoir su prodiguer quand il le fallait le leitmotiv : Force & Honneur.

Il y a des rencontres qui ne sont pas anodines... Une douce pensée à Maxence et Charles, pour avoir entamé cette thèse dans la bonne humeur et les fous rires. Merci à toi Carlito, le premier à avoir croisé ma route, pour être aussi tête en l'air que moi, pour ton amour partagé des chips et pour nos discussions absurdes mais pas toujours. Merci à toi Maxence, mon compère de l'extrême, coach sportif, pour toutes les belles expériences que l'on a pu partager, nos expérimentations bétonnantes et les fous rires frôlant la noyade. Et évidemment, une énorme pensée à ma petite personne préférée, dois-je la nommer ? Merci à toi Marie pour ton énergie, ta sensibilité et pour avoir vécu cette aventure avec moi. La prochaine commence bientôt !

Je ne peux oublier mes autres co-bureaux ! Merci à toi, Ruth pour ta constante bonne humeur et ton punch ! Merci d'avoir toujours veillé à ce que mon estomac ne crie famine. Jean-Mi, Jean-Mich ! Merci déjà de nous avoir accepté dans ton antre, il faut dire que t'allais t'emmerder tout seul aussi. Merci d'avoir joué régulièrement le rôle de Maître Yogi à l'écoute des complaintes et de nous avoir fait partager du bon son !

Alden, Caro, Marie Thotho et Gaspouille, merci pour les rigolades, le plein air et le soutien groupé ! De même pour les autres compères, Sabichou, Jean, Maëlle, Denovan, Massimo et Judith ! Une grosse pensée aux "anciens" Virgil, Manue, MatThieu, Muriel et Réjeanne que ce soit pour les soirées, la couture, les débriefs cinéma et la passion de Joaquim Phoenix. Marco et Laurine pour vos délices culinaires et votre générosité. Romain pour avoir combattu les zombies et m'avoir décidé à l'initiation du pipo celte pour le plus grand bonheur, malheur ? de mon entourage !

Mais en dehors du labo il y a une vie, merci au Big Wave riders, j'ai nommé Manululu, Stan, Telou, June, Mélaine, Flo et petit Louis, Amélie et Flo pour toutes ses sorties Point Break, coquillages et crustacés. Merci à Marion, Pedro et aux Stonewomen qui à distance ont participé à ma bonne santé mentale !

Et pour finir, un merci du fond du coeur à ma famille au complet (pièces rapportées comprises !) sans qui je n'aurai pu réussir. Un immense merci à la force tranquille Geronimo, à mes frères et ma sœur pour être un cocon de réconfort. Une reconnaissance éternelle au trio de Plouzané pour avoir recueilli et diverti un fantôme. Merci bien évidemment à Crocmou, anti-stress de renom ! Mais également un doux merci à la belle famille pour avoir tenté de suivre ses péripéties.

Avant de tourner la page, un dernier remerciement s'impose. Merci à toi Mathieu-Kochka, pour le meilleur et pour le pire que tu as du affronter. Merci d'avoir été à mes côtés dès le début avec ce fabuleux voyage en clio ! Après l'exil allemand, néozélandais et puis la thèse, promis l'avenir sera plus doux !

Table des matières

Introduction **9**

1 La DMA : Morphologie, processus actifs & sismicité **13**
1.1 Variations structurales de la dorsale médio-Atlantique 15
1.2 Processus d'accrétion de la dorsale médio-Atlantique 26
1.3 Proximité du point chaud des Açores : quelles interactions ? 33
1.4 Sismicité & processus d'accrétion 35
1.5 Sismicité de la dorsale médio-Atlantique 44

2 Un océan de sons : l'apport de l'hydroacoustique **53**
2.1 Le paysage sonore océanique 55
2.2 Généralités sur les ondes sonores océaniques 59
2.3 Le cas particulier des ondes T 62
2.4 Surveillance hydroacoustique des dorsales 71
2.5 Catalogue hydroacoustique & méthode d'analyse 79

3 Traitement des données géophysiques **97**
3.1 Données de sismicité 99
3.2 Modélisation de la source acoustique des ondes T 122
3.3 Anomalies gravimétriques : MBA 130

4 Sismicité de la dorsale médio-Atlantique nord **137**
4.1 Sismicité : reflet de la déformation actuelle 139
4.2 Sismicité des dorsales & processus mantelliques 177

5 Processus d'accrétion à l'échelle de la DMA Nord **183**
5.1 Caractérisation des séquences télésismiques 185
5.2 Caractérisation des crises hydroacoustiques 203
5.3 Processus d'accrétion & distribution spatio-temporelle 259

Conclusion & perspectives **273**

Liste des Tables **308**

Liste des Figures **334**

Annexes **335**

Annexe A : Réseaux d'hydrophones de l'Atlantique nord **335**

Annexe B : Source acoustique des ondes T **336**

Annexe C : Séquences sismiques & cartes complémentaires **344**

Introduction

A plus de 3000 m de fond ou émergeant des profondeurs océaniques, les dorsales représentent les frontières divergentes des plaques lithosphériques, et sont à l'origine de la création de la lithosphère océanique. Cette chaîne continue de montagnes volcaniques constitue l'une des plus importantes structures géologiques de la surface de la Terre, en serpentant les océans du globe sur plus de 60 000 km.

Il y a un peu moins de 170 ans, l'expédition du H.M.S *Challenger* a révélé la présence de ces structures sous-marines. A la fin des années 20, l'existence de la dorsale médio-Atlantique (DMA) fut confirmée par des échosondages. Quelques années plus tard, la cartographie des anomalies magnétiques du plancher océanique (alternance de bandes d'anomalies positives et négatives, symétriques par rapport à l'axe de la dorsale), a, d'une part, appuyée l'idée d'expansion océanique, jouant ainsi un rôle dans la théorie de la tectonique des plaques ; d'autre part, permis de définir des vitesses d'écartement pour les plaques lithosphériques (Vine and Matthews, 1963). En termes de vitesse d'expansion, différents taux ont été relevés selon les dorsales, amenant ainsi une distinction de ces dernières en fonction de leur taux d'ouverture total (Lonsdale, 1977; Sinton et al., 1991; Grindlay et al., 1998) : ultra-rapides (> 130 mm/an, dorsale Est-Pacifique Sud), rapides (90-130 mm/an, dorsale Est-Pacifique Nord), intermédiaires (50-90 mm/an, *e.g.* dorsales Endeavour, Gorda, Juan de Fuca et dorsale Sud-Est Indienne), lents (20-50 mm/an, *e.g.* dorsale médio-Atlantique, dorsale Centrale Indienne ou encore le Golfe d'Aden), et ultra-lents (< 20 mm/an, *e.g.* dorsale Sud-Ouest Indienne, et les dorsales de l'océan Arctique).

Les dorsales océaniques sont la manifestation en surface de la dynamique des mouvements de convection qui animent l'intérieur de la Terre. La séparation des plaques entraîne une remontée adiabatique du manteau asthénosphérique sous l'axe des dorsales, et la fusion partielle des roches mantelliques, créant ainsi la nouvelle croûte océanique. Cette dernière est par la suite soumise à des forces extensives, générant des fissures et des failles qui favorisent la circulation hydrothermale, et subit également des altérations chimiques. Ces différents mécanismes actifs à l'axe des dorsales, *i.e.* tectoniques (failles actives), volcaniques (mise en place de dikes et éruption sur le plancher océanique) et hydrothermaux (circulation de fluides), génèrent de la sismicité à des degrés de magnitudes différents mais majoritairement faibles, M < 4 (Fox et al., 2001b). Le système des dorsales océaniques forme ainsi l'une des zones sismiques les plus actives de la planète.

Les différents progrès technologiques (*e.g.* sondeurs multifaisceaux, campagnes gravimé-

triques et sismiques, réseaux sismologiques, imageries de fonds, échantillonnages, données altimétrique satellitaires) ont permis d'acquérir de nombreuses données dans ces zones difficilement observables ($\sim$ 2500 m de profondeur, au milieu des océans, et éloignées des terres émergées) et ont apporté de nombreuses connaissances sur la structure et les processus d'accrétion des dorsales. Avant les années 90, l'étude de la sismicité des dorsales était basée sur les enregistrements des réseaux sismologiques terrestres, peu représentatif des séismes de faible magnitude. L'arrivée des sonobouées et sismomètres de fond ont amélioré le seuil de détection de la sismicité ainsi que la localisation des événements, mais sur une portion limitée de la dorsale. Au sortir de la guerre froide, le déploiement de réseaux d'hydrophones permet de détecter des événements de faibles magnitude et de couvrir une plus grande étendue spatiale, grâce notamment à l'enregistrement d'ondes T, phase acoustique issue des ondes de volume P et S. Actuellement, ce système hydroacoustique s'est largement développé à l'échelle des océans du globe, et permet l'observation de la sismicité de faible magnitude des dorsales.

Cette thèse porte sur l'une des dorsales les plus étudiées, la dorsale lente médio-Atlantique. Elle s'étend de 87°N en Arctique jusqu'à 54°S à l'île Bouvet et marque la limite divergente entre plusieurs plaques lithosphériques : Nord Américaine, Européenne, Sud Américaine, et Nubienne. Notre zone d'étude correspond à la DMA Nord entre 15°N et 55°N, où une partie de l'axe de la dorsale est soumis à l'influence du point chaud des Açores, situé à proximité du point triple du même nom.

Depuis 1999, la surveillance de la partie nord de cette dorsale par des réseaux d'hydrophones donne accès à un catalogue de sismicité sur plusieurs années. Ces données couplées à d'autres données telles que la bathymétrie et la gravimétrie vont contribuer à la caractérisation des processus d'accrétion actifs le long de la DMA Nord. La caractérisation de ces processus géodynamiques en jeu nécessite une étude spatio-temporelle de la distribution de la sismicité, *i.e.* une étude de la sismicité, principalement de faibles magnitude, sur de grandes sections de dorsales mais aussi sur de longues périodes de temps, dans le but de quantifier la récurrence des événements magmatiques et tectoniques.

Ainsi, cette thèse s'inscrit dans un contexte d'extension de séries d'observations temporelles, avec l'acquisition de nouveaux enregistrements hydroacoustiques grâce à l'infrastructure de recherche EMSO-Açores (*European Multidisciplinary Seafloor and Water Column Observatory*).

La motivation principale de cette thèse se résume en cette question : **Quel est l'apport de séries temporelles hydroacoustiques et télésismiques à l'étude de la sismicité et des processus d'accrétion de la DMA Nord ?** Les problématiques découlant de cette question seront présentées à la fin du premier chapitre concernant l'état des connaissances sur les dorsales océaniques.

Ce manuscrit se divise en 5 parties :

* Le premier chapitre développe certains concepts nécessaires à l'étude des processus d'accrétion et de la sismicité de la DMA Nord. Il présente ainsi les variations structurales de la DMA Nord et les différents types de processus d'accrétion actifs. Les observations relevées sur les interactions du point chaud avec l'axe de la dorsales seront abordées. Pour finir, l'étude de la sismicité et son apport dans l'identification des processus d'accrétion sera développée, et plus particulièrement au niveau de la DMA Nord.

* Le second chapitre est dédié à l'hydroacoustique et à son apport dans l'étude de la sismicité des dorsales. Il présente quelques généralités sur les ondes sonores acoustiques et en particulier sur les ondes T. Par la suite, les différentes expériences hydroacoustiques permettant d'étudier les séismes sous-marins sont passées en revue, notamment celles conduites dans l'océan Atlantique. Enfin, les étapes nécessaires à la réalisation d'un catalogue hydroacoustique et les méthodes d'analyse appliquées à ces catalogues seront développées.

* Le troisième chapitre concerne les traitements des données géophysiques. Les catalogues de sismicité utilisés dans ce travail de thèse sont présentés et détaillés (incertitudes de localisation, comparaison des différents catalogues). Un travail de modélisation sur la source acoustique des ondes T sera décrit. Les données de gravimétrie et les calculs effectués pour l'obtention de l'anomalie de Bouguer réduite au manteau seront également développés.

* Le quatrième chapitre porte sur la caractérisation spatio-temporelle de la sismicité le long de la DMA Nord, à grande échelle et à l'échelle du segment. Cette étude intègre toutes les données disponibles dans cette zone pour analyser la dynamique des supersegments et des segments de par leur taux de sismicité. La proximité du point chaud des Açores amène à analyser les interactions entre la distribution de la sismicité le long de l'axe et les processus mantelliques profonds.

* Le cinquième chapitre est consacré à l'étude des crises sismiques issues des catalogues télésismiques et hydroacoustiques. Il décrit les différents types de processus d'accrétion actifs au niveau de la DMA Nord et leurs caractéristiques. L'identification de ces processus permet l'étude de leur distribution spatiale et temporelle le long de la DMA Nord.

Chapitre 1

La dorsale médio-Atlantique : Morphologie, processus actifs & sismicité

Sommaire

1.1 Variations structurales de la dorsale médio-Atlantique 15
1.1.1 De la segmentation au concept de cellule d'expansion 15
1.1.2 Evolution de la segmentation : discontinuités et segments 22
1.2 Processus d'accrétion de la dorsale médio-Atlantique 26
1.2.1 Distribution de l'activité magmatique & tectonique 26
1.2.2 Modèles d'accrétion : Symétrie vs. Asymétrie 31
1.3 Proximité du point chaud des Açores : quelles interactions ? 33
1.4 Sismicité & processus d'accrétion 35
1.4.1 Observations sismiques générales 35
1.4.2 Essaims & manifestation magmatique 39
1.5 Sismicité de la dorsale médio-Atlantique 44
1.5.1 Schéma de répartition 44
1.5.2 Crises sismiques & processus associés 46

Summary

This chapter develops some concepts needed to study the seismicity and the seafloor spreading processes of the northern Mid-Atlantic Ridge (MAR). The depth variations along the slow northern MAR axis, associated to the tectonic (different orders of discontinuities, mainly transform faults and non-transform offsets dividing the ridge axis) and the magmatic (different models of mantle ascent and melt supply in the asthenosphere) segmentation are described. Those observations lead to the notion of spreading cells linked to the morphological and gravimetric variations observed, depending on mid-ocean ridge (MOR) spreading (fast to ultraslow). Subsequently, the seismogenic processes in a ridge–hotspot context will be approached due to the proximity of the Azores hotspot. Lastly, the seismicity study from teleseismic, hydroacoustic and microseismic data along MOR system, and more specifically along the MAR, will be presented. The seismicity can reflect various manifestations of seafloor spreading processes, which generate a low seismicity and can generally consist of tectonic (normal or detachment) faulting, dike intrusion and seafloor eruption.

This PhD work investigates further the global existing studies on the seismicity and on the seafloor spreading processes along the northern MAR. The acquisition of new hydroacoustic data during 3.7 years, between 32°N and 40°N south of the Azores, offers a 7.1 years long term catalogue of seismicity. The main issue of this thesis is : **What is the contribution of new hydroacoustic and teleseismic data to the understanding of the northern MAR seismicity ?**

Different aspects of the seismic activity along the northern MAR will be studied raising many questions based on :
The access to large temporal and spatial extent data between 15°N and 55°N, allowing analysis at various scales (broad wavelength pattern, supersegment, segment) :
* Are the different sections of the northern MAR defined by the same spatial distribution of seismicity ?
* How does the seismicity rate change according to each supersegment and segment ?
* Which parameters can influence the seismicity rate ?

The identification and the analysis of seismic crises, allowing a greater understanding of the seafloor spreading processes at local scale :
* Which types of seafloor spreading processes can be defined from the catalogues of seismicity according to their magnitude of completeness ?
* Can we define similar characteristics for the seafloor spreading processes ?
* Can we distinguish areas mainly dominated by a type of mechanism based on the distribution and/or recurrence in processes along the axis ?

1.1 Variations structurales de la dorsale médio-Atlantique

1.1.1 De la segmentation au concept de cellule d'expansion

Une corrélation existe entre le taux d'expansion des dorsales, le régime thermique mantellique sous-jacent, et la morphologie axiale. Les dorsales océaniques sont divisées en plusieurs unités distinctes d'accrétion. La notion de cellule d'expansion, introduite dans les années 80, découle de nombreuses études mettant en évidence une relation entre la segmentation morphologique, gravimétrique et magmatique le long de l'axe.

Morphologie transversale caractéristique :

Les dorsales lentes, comme la dorsale médio-Atlantique (DMA), sont caractérisées par une bathymétrie abrupte et un rift axial (ou vallée axiale), se démarquant ainsi des dorsales rapides représentées avec une bathymétrie lisse et un bombement axial (Macdonald, 1982). La vallée axiale (30-45 km de large, 1 à 3 km de profondeur) comprend une vallée interne, *i.e.* une dépression, large d'une dizaine de kilomètres dans la zone axiale, qui elle même peut contenir une ride volcanique axiale (Fig. 1.1). La vallée axiale est délimitée et dominée de part et d'autre par des murs composés de blocs en failles normales à regard interne. Dans le cas des dorsales lentes, la présence d'un rift axial résulte de l'étirement et de l'amincissement de la lithosphère soumise aux contraintes extensives (Tapponnier and Francheteau, 1978) et qui, contrairement aux dorsales rapides, n'est pas dynamiquement supportée par le manteau chaud (Madsen et al., 1984). La différence observée dans la morphologie transversale de ces zones a pu être reliée à leur taux d'ouverture (Macdonald, 1982).

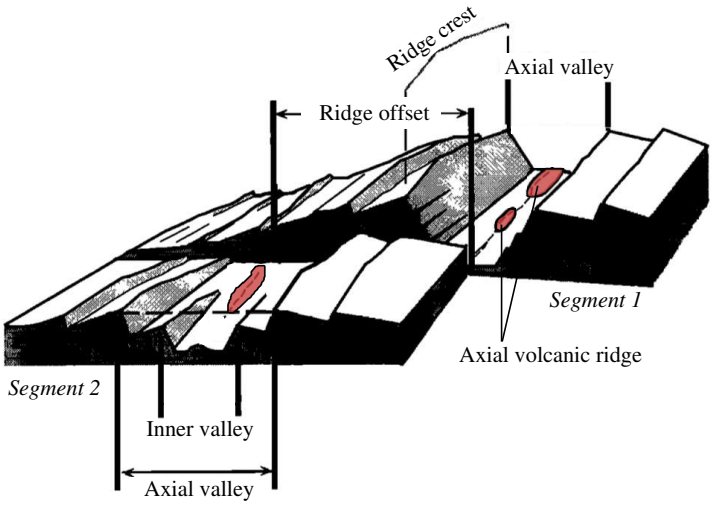


FIGURE 1.1 – Schéma de la morphologie transversale de deux segments de la dorsale médio-Atlantique, d'après Thibaud et al. (1998).
Cartoon of the transverse morphology of two segments of the Mid-Atlantic Ridge, after Thibaud et al. (1998).

Certaines dorsales lentes présentent toutefois une morphologie similaire à celle des dor-

sales plus rapides. Une portion de la dorsale de Reykjanes présente un bombement axial et une surélévation du plancher océanique est observée au niveau des Açores pour la dorsale médio-Atlantique (Vogt, 1976; Gente, 1987). Ces changements de morphologie sont imputés à la proximité d'un point chaud, celui de l'Islande et celui des Açores, qui induisent un manteau anormalement chaud à l'aplomb de l'axe de ces dorsales (Vogt, 1976). A l'inverse, une vallée axiale marquée a été observée au niveau de la dorsale intermédiaire Sud-Est Indienne au niveau de la discordance Australie-Antarctique, liée à la présence d'un manteau anormalement froid (Sempéré et al., 1991).

Ainsi, la structure thermique du manteau a une influence sur la morphologie des dorsales, indépendamment de leur taux d'ouverture. On peut ainsi parler de dorsales plus ou moins chaudes en fonction des variations du gradient thermique dans la lithosphère.

Morphologie longitudinale variable :

Les études bathymétriques ont permis de définir une segmentation morphologique en révélant d'une part une variabilité de la profondeur le long de l'axe des dorsales (Le Douaran and Francheteau, 1981) et d'autre part des structures transverses interrompant la linéarité de l'axe à différentes échelles (Gente, 1987; Macdonald et al., 1988, 1991). Les nombreux types de discontinuités structurales observées à l'axe des dorsales peuvent être classifiées, hiérarchisées en 4 ordres, en fonction notamment de l'ampleur du décalage de l'axe, de leur forme, et de leur stabilité dans le temps (Grindlay et al., 1991; Macdonald et al., 1991, cf. section 1.1.2). Dans le cas des dorsales lentes, les deux types principaux de discontinuités sont les failles transformantes (1^{er} ordre, avec un décalage de l'axe > 30 km) et les discontinuités non-transformantes (NTO, *Non-Transform Offset*, 2^{nd} ordre, avec un décalage < 30 km). L'axe de la dorsale est ainsi marqué par des ondulations bathymétriques à différentes échelles, généralement de l'ordre de centaines de kilomètres pour les failles transformantes (délimitation des supersegments) et inférieure à 100 km pour les NTOs (délimitation des segments, Sempéré et al., 1993 ; Fig. 1.2). Une autre caractéristique des dorsales lentes est la variation de la profondeur de l'axe à l'échelle des segments, avec un approfondissement de la bathymétrie du centre vers les extrémités (Detrick et al., 1995; Hooft et al., 2000 ; Fig. 1.2).

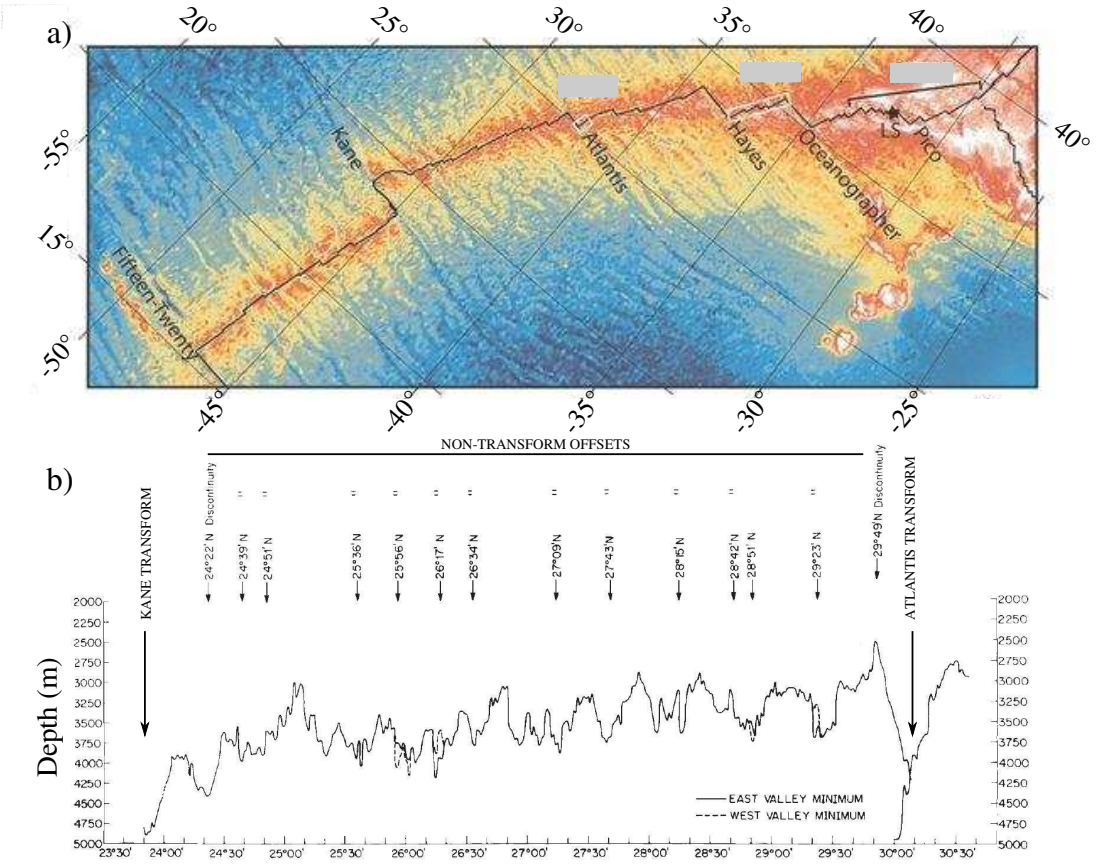


FIGURE 1.2 – a) Carte bathymétrique de la DMA Nord entre la faille transformante Fifteen-Twenty (15°N) et le point triple des Açores (40°N). D'après Carbotte et al. (2015). b) Profil bathymétrique le long de l'axe de la DMA entre les failles transformantes Atlantis (30°N) et Kane (24°N). Les discontinuités sont localisées au niveau des maxima locaux de profondeur et bordent les segments. La profondeur moyenne des failles transformantes est de 800-1200 m et de l'ordre de 600 m pour les discontinuités non-transformantes. D'après Sempéré et al. (1990).
a) Bathymetric map of the northern MAR between Fifteen-Twenty (15° N) transform fault and the Azores triple junction (40° N). After Carbotte et al. (2015). b) Bathymetric profile along the MAR axis between Atlantis (30° N) and Kane (24° N) transform faults. The discontinuities are located at depth-maxima and bound the segments. Mean depth of the tranform faults is ∼ 800-1200 m and ∼ 600 m for the non-transform discontinuities. After Sempéré et al. (1990).

Anomalies gravimétriques, marqueurs de la segmentation :

L'étude des anomalies gravimétriques est basée principalement sur l'anomalie gravimétrique réduite au manteau (MBA), qui reflète les variations d'origine plus profonde que l'anomalie à l'air libre qui est surtout dominée par la topographie. Elle permet ainsi de mieux caractériser les phénomènes intra-lithosphériques. La MBA s'affranchit des effets de la topographie du fond océanique, de la topographie du Moho et du contraste de densité eau/croûte, présents dans l'anomalie à l'air libre (Kuo and Forsyth, 1988). Elle donne ainsi accès aux variations d'épaisseur crustale et/ou de densité crustale et mantellique. Le long de l'axe de la DMA, de grandes anomalies gravimétriques négatives concentriques, surnommées *Bull's eyes*, sont observées sous le centre des segments tandis que les discontinuités sont associées à des anoma-

lies plus positives (Lin et al., 1990; Detrick et al., 1995, Fig. 1.3). Cette répartition de la MBA à l'échelle du segment est propre au système des dorsales lentes. Elle est interprétée comme une variation d'épaisseur de la croûte entre le centre (∼7-8 km) et les extrémités des segments (∼2-3 km). Cela traduit une accrétion magmatique principale focalisée en centre de segment avec un amincissement progressif de la croûte le long de l'axe et une augmentation de la densité (Lin et al., 1990). Une telle variation de l'anomalie n'est pas observée pour les dorsales à taux plus rapides, qui sont caractérisées par une épaisseur de croûte plus homogène le long des segments. La segmentation gravimétrique est considérée comme le reflet de la segmentation mantellique.

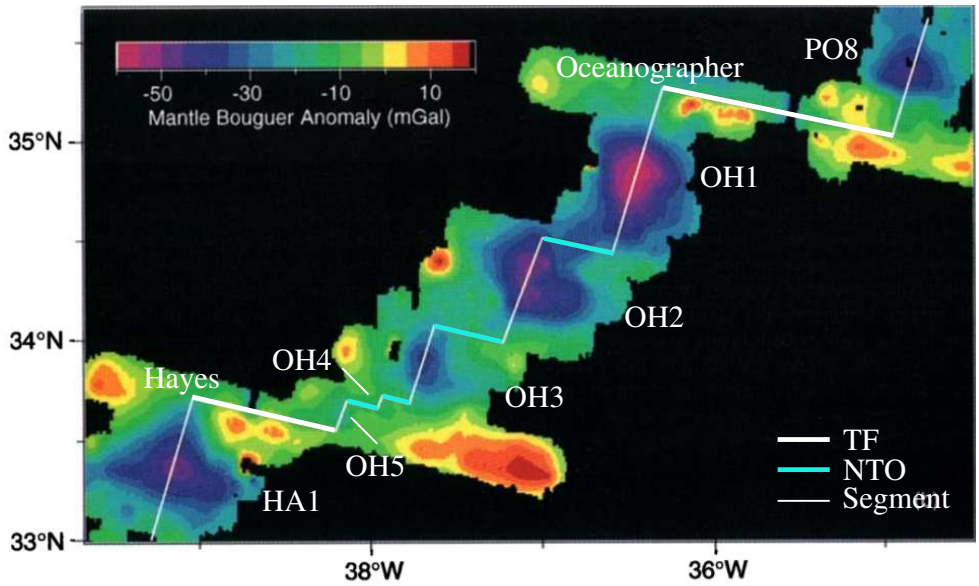


FIGURE 1.3 – Carte de la MBA de la DMA entre les failles transformantes Oceanographer et Hayes (ligne blanche épaisse). TF = faille transformante, NTO = discontinuité non-transformante. D'après Detrick et al. (1995).
MBA map of the MAR between the Oceanographer and Hayes transform faults. TF = transform fault, NTO = non-transform discontinuity. After Detrick et al. (1995).

Ainsi, la notion de cellule d'expansion (ou d'accrétion) découle des observations faites sur la segmentation tectonique et magmatique. Les variations morphologiques et gravimétriques selon les types de dorsales suggèrent des mécanismes d'accrétions différents, contrôlés principalement par le taux d'expansion et la structure thermique profonde. Différents modèles sont proposés pour expliquer la focalisation de l'apport magmatique et la présence d'un gradient thermique à l'échelle des segments d'accrétion des dorsales lentes, opposant un modèle de flux mantellique sous forme de remontée diapirique (tri-dimensionnel ; Fig. 1.4a ; Lin et al., 1990; Lin and Morgan, 1992) à un modèle de flux uniforme (bi-dimensionnel ; Fig. 1.4b ; Magde et al., 1997; Magde and Sparks, 1997; Gac et al., 2003).

Le modèle de flux mantellique tri-dimensionnel repose sur la génération d'instabilités gravitationnelles de type Taylor-Rayleigh dans l'asthénosphère, induites par la séparation des plaques lithosphériques, impliquant une origine profonde de la segmentation et un volcanisme

concentré à intervalle régulier (Whitehead Jr et al., 1984). Une variante au modèle diapirique suggère également un contrôle de la segmentation par le régime thermique de la croûte avec une migration superficielle des magmas (Bell and Buck, 1992). Dans ce modèle, la croûte plus chaude des dorsales rapides entraînerait un fluage rapide du magma et donc une croûte d'épaisseur relativement uniforme, tandis que pour les dorsales lentes le régime thermique plus froid de la croûte freinerait la migration intra-crustale, engendrant une variation d'épaisseur de la croûte. Toutefois, des modèles numériques ont montré que la taille caractéristique appliquée aux diapirs mantelliques peut être supérieure à la longueur de certains segments, ce qui est contraire à l'idée de segmentation mantellique (Magde et al., 1997; Magde and Sparks, 1997).

Par la suite, une autre alternative est proposée avec un flux mantellique relativement uniforme le long de l'axe (flux bi-dimensionnel), excepté au niveau des failles transformantes, avec une focalisation du magma à la base de la lithosphère (Fig. 1.4b). La distribution du flux mantellique asthénosphérique est donc en accord avec la segmentation de 1^{er} ordre, mais ne peut expliquer les variations d'épaisseur de croûte à l'échelle du segment. Une migration tri-dimensionnelle du flux mantellique concentrerait l'apport magmatique au centre des segments. Par la suite, la répartition du magma le long de la croûte est due à l'intrusion de dikes (Fig. 1.4b ; Magde et al., 1997; Magde and Sparks, 1997).

Ainsi, dans le modèle du flux diapirique, les upwellings mantelliques remontant sous chaque segment refléteraient les anomalies gravimétriques négatives circulaires associées à chaque segment, tandis que dans le modèle du flux uniforme, les MBA en forme de *bull's eyes* traduiraient plutôt une variation d'épaisseur crustale.

Il existe donc une différence fondamentale entre la structure d'une dorsale lente et celle d'une dorsale plus rapide, provenant principalement du régime thermique et de l'apport en magma. Contrairement aux dorsales rapides, les dorsales lentes ont une croûte plus hétérogène (Cannat et al., 1995), traduisant une accrétion magmatique discontinue avec la présence de poches magmatiques éphémères (Fig. 1.5). Les processus d'accrétion observées au niveau de la DMA seront détaillés par la suite (cf. section 1.2).

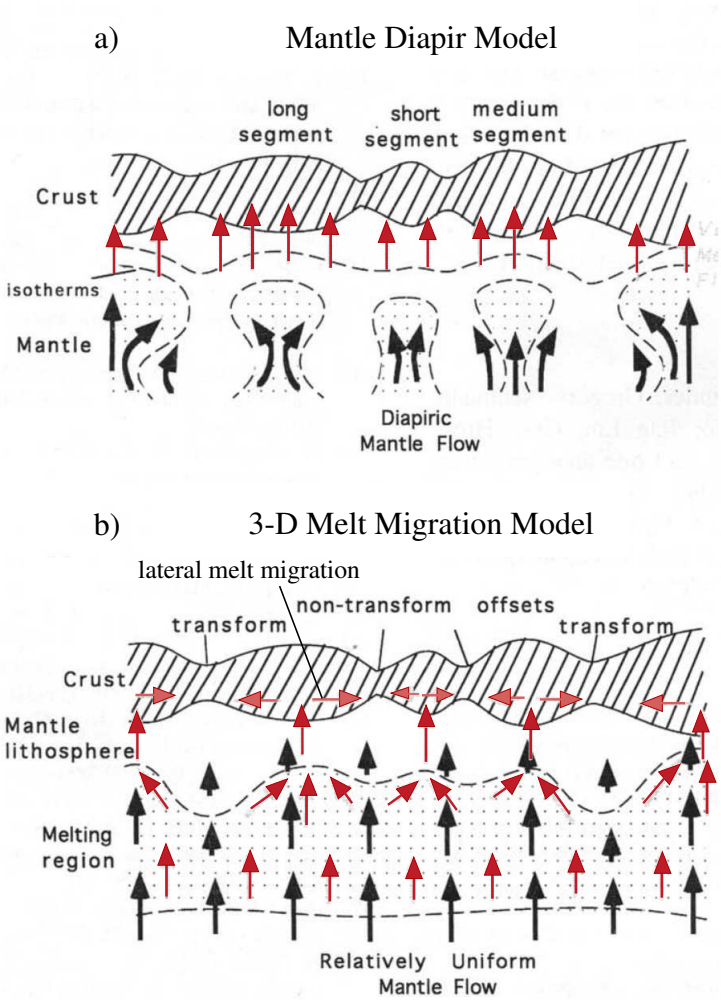


FIGURE 1.4 – Modèles de remontée du flux mantellique (flèches noires) et migration du magma (flèches rouges) expliquant les variations d'épaisseur crustale le long des segments de dorsales lentes, d'après Magde et al. (1997). a) Ancien modèle : remontées mantelliques diapiriques ou tridimensionnelles focalisant le magma en centre de segment. b) Modèle proposé par Magde et al. (1997) : flux mantellique uniforme, excepté à proximité des failles transformantes, qui concentre le magma en centre de segment par des conduits présents dans le manteau asthénosphérique et/ou à la base de la lithosphère. Migration latérale du magma le long de chaque segment par des dikes.
Models of mantle upwelling (black arrows) and melt migration (red arrows), explaining crustal thickness variations along the segments of slow spreading-ridge, after Magde et al. (1997). a) Old model : mantle-diapir or three-dimensional upwelling focusing the melt at the segment center. b) Model proposed by Magde et al. (1997) : uniform mantle flow, except near transform faults, focusing melt toward the segment center through channels upwelling presents in the mantle and/or at the base of the lithosphere. Lateral melt migration along each segment through dikes.

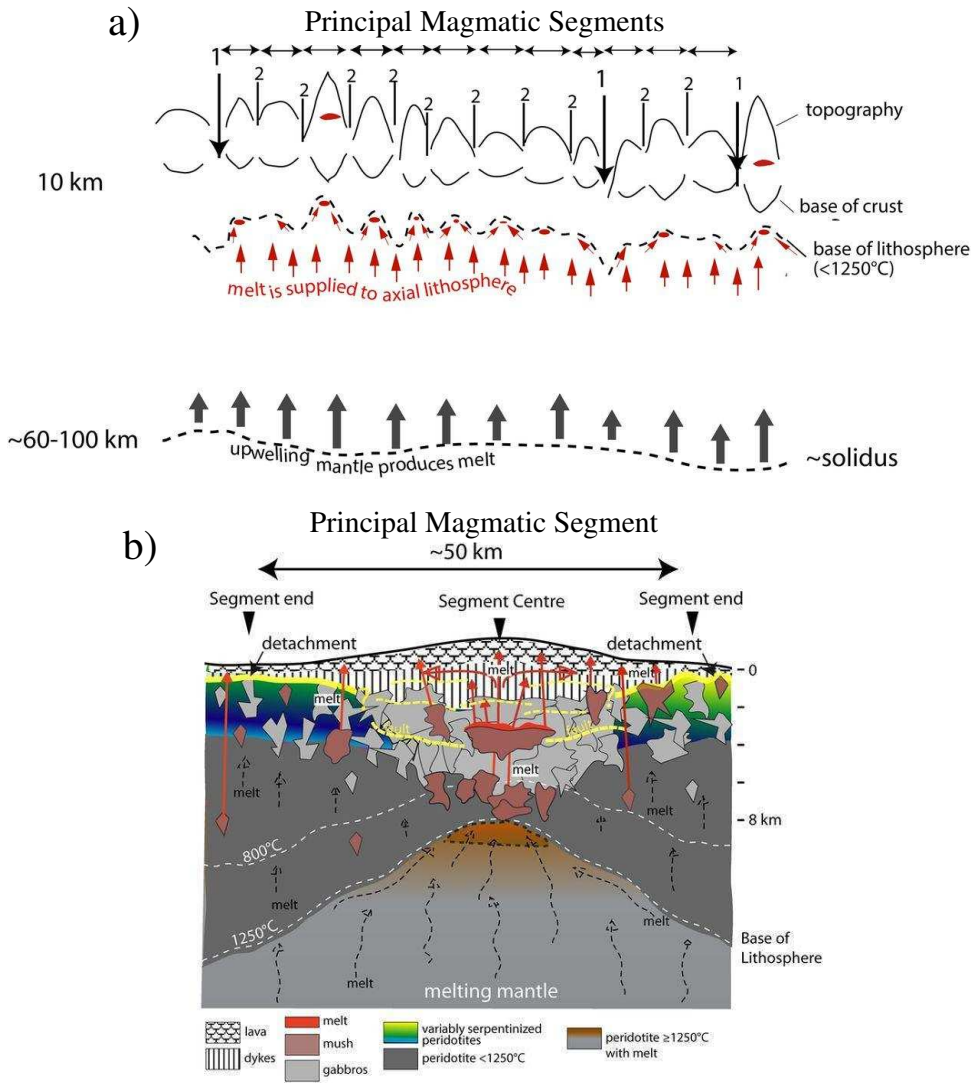


FIGURE 1.5 – Schémas des segments d'une dorsale lente, d'après Carbotte et al. (2015). a) Segments magmatiques principaux coïncident avec les segments tectoniques (entre les disconstinuités de 2^{nd} ordre (1-2 ou 2-2)). Forte concentration du magma (fine flèche rouge) à la base de la lithosphère axiale induit une forte variation de l'épaisseur crustale au sein du segment (croûte plus épaisse au centre où des poches éphémères de magma peuvent se former (ellipse rouge dans la croûte)). Les variations de la remontée mantellique (large flèche noire) et de la production de magma en profondeur dépendent de la température et de la composition du manteau. b) Schéma idéalisé d'un segment magmatique principal (modifié de Cannat et al. (1995)) montrant une alimentation magmatique par dyking horizontal et vertical.

Sketches of segments of a slow-ridge, after Carbotte et al., 2015 a) Coincidence between principal magmatic segments and tectonic segments (between 2^{nd} order discontinuities (1-2 or 2-2)). Strong melt focusing (thin red arrow) at the base of the axial lithosphere leading to large variations in crustal thickness within segments (Thicker crust generally at the segment center where short-lived crustal magma bodies can form (red ellipse in the crust)). Variations in the mantle upwelling and melt production (thick black arrow) depend on mantle temperature and composition. b) Scheme of an idealized magmatic spreding segment (modified from Cannat et al., 1995) showing lateral and vertical magma transport through diking.

1.1.2 Evolution de la segmentation : discontinuités et segments

Migration des discontinuités

Les discontinuités présentes à l'axe des dorsales lentes peuvent se répartir en 4 ordres différents (Grindlay et al., 1991; Macdonald et al., 1991). Toutefois, les deux derniers ordres sont peu utilisés dans la caractérisation de la segmentation des dorsales lentes, ils sont de courtes durées et sont liés à des structures volcaniques présentes au sein des discontinuités de 2^{nd} ordre, les NTOs. Au niveau des dorsales lentes et en particulier de la DMA, on trouve deux types de NTOs, dont la morphologie peut s'apparenter à une vallée médiane oblique ∼45° ou à un décalage "en échelon" des zones néovolcaniques (Fig. 1.6). Les NTOs correspondent à des décalages mineurs, des virgations de l'axe (< 30 km) et sont très présentes le long de la DMA, créant des segments de 15 à 90 km de long (Schouten et al., 1985; Sempéré et al., 1993). Toutefois, la longueur des segments peut varier dans le temps (Gente et al., 1995; Dannowski et al., 2018). En effet, les NTOs peuvent perdurer plusieurs millions d'années mais ne sont pas fixes (Grindlay et al., 1991; Macdonald et al., 1991). Elles peuvent disparaître, migrer ou évoluer en faille transformante. Les failles transformantes sont représentées par un domaine transformant parallèle à la direction d'expansion. Elles correspondent à des structures très stables qui ne migrent pas, et sont souvent qualifiées de "barrière froide".

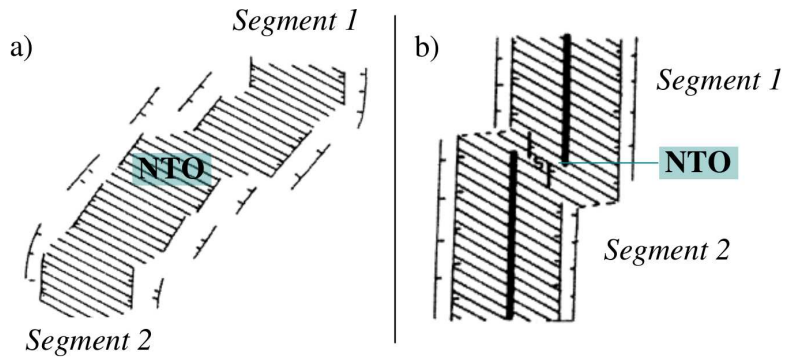


FIGURE 1.6 – Schéma des deux types de NTO présents au niveau des dorsales lentes, d'après Spencer et al. (1997). Le plancher océanique des vallées axiales (zone hachurée), l'axe des segments (ligne noire épaisse) et les failles normales bordières (ligne noire avec marqueurs) sont représentées. a) Zone de cisaillement oblique (∼45°). b) En échelon.
Cartoon of two types of NTO found in slow spreading ridges, after Spencer et al. (1997). The median valley floor (hatched area), axis of the segment (thick black line) and bordering normal faults (black line with ticks) are represented. a) oblique shear-zone (∼45°). b) en échelon.

La longue durée de vie des failles transformantes et des NTOs est un paramètre très intéressant dont on peut observer les traces fossiles dans la bathymétrie. Cette particularité permet ainsi de suivre leur migration au cours du temps et de retracer l'évolution temporelle des segments (Gente et al., 1995; Maia and Gente, 1998). Ainsi, au niveau de l'axe de la DMA, on peut remarquer des structures obliques à l'axe par rapport à la direction d'expansion, en forme de "V", interprétées comme le prolongement des discontinuités hors axe (Fig. 1.7). De ce fait, les

segments ne sont pas stables, ils s'agrandissent ou se raccourcissent au dépend de leurs voisins, et leur propagation crée des structures obliques discordantes (Hey, 1977). Ces structures obliques peuvent être expliquées par différents mécanismes. L'effet d'un flux mantellique profond peut agir comme moteur de la propagation des segments, toutefois son échelle d'influence est grande (plusieurs centaines de kilomètres) et s'applique à plusieurs segments (Johnson and Vogt, 1973). Dans le cas de fort gradient bathymétrique, une origine gravitaire est également proposée, où les segments les moins profonds se propagent vers les plus profonds, entraînant la migration des discontinuités (Morgan and Parmentier, 1985). Un autre modèle suggère des variations dans l'apport de magma, lié au fonctionnement des cellules d'accrétion, pour expliquer des processus locaux de moindre ampleur (Gente et al., 1995; Maia and Gente, 1998). Plus récemment, un autre mécanisme a été mis en évidence, en considérant l'action du changement de la direction d'expansion du plancher océanique (Briais et al., 2002).

Au niveau de la DMA Nord, on peut observer des structures obliques pointant vers le sud, et d'autres de formes rhomboédriques (Fig. 1.7). Du sud des Açores jusqu'à la latitude 26°30′N, la migration systématique des segments vers le sud est associée à l'influence du point chaud des Açores. Ce dernier génère un gradient bathymétrique en surélevant le plancher océanique. Cette influence de grande longueur d'onde n'est pas liée à la présence d'un flux asthénosphérique le long de l'axe mais reflète une modification de la structure thermique profonde (Thibaud et al., 1998). Les formes rhomboédriques présentes au sud de la faille transformante Kane sont interprétées comme des propagations successives des segments vers le nord et le sud. Ces structures complexes seraient liées à des processus plus locaux, impliquant la variation de l'alimentation magmatique (Gente et al., 1995; Maia and Gente, 1998), hypothèse vérifiée par la modélisation numérique (Gac et al., 2006). Dernièrement, Dyment et al. (2018) ont mis en évidence des structures obliques visibles dans les anomalies magnétiques du plancher océanique de la zone AMAR (36°-36°30′N), traduisant une propagation vers le nord de deux segments (AMAR Minor North et AMAR Minor South). Ce résultat se démarque de la tendance à la migration vers le sud des discontinuités, décrite précédemment (Fig. 1.7). Dyment et al. (2018) proposent de l'interpréter comme une diminution de l'effet du point chaud des Açores, et l'établissement d'un régime similaire à celui de la zone sud de la faille transformante Kane.

Le mécanisme de propagation des discontinuités est encore peu compris mais implique la propagation de dikes (Dannowski et al., 2018). Les discontinuités sont susceptibles d'agir comme des barrières à la propagation des segments. Ces barrières sont d'autant plus robustes que leur décalage est grand, et la structure thermique de la lithosphère est froide, rendant difficile la migration de magma dans la croûte. Récemment, Dannowski et al. (2018) ont mis en évidence un phénomène rare, la disparition d'une faille transformante, au sud de Kane, à 21°40′N. Les auteurs suggèrent que l'augmentation du flux mantellique asthénosphérique et de l'alimentation magmatique, ont conduit à la propagation des segments dans cette région. La faille transformante Kane (23°40′N), plus robuste que l'ancienne faille transformante 21°40′N, a limité la propagation vers le nord et favorisée la migration vers le sud des segments, entraînant

la disparition d'une faille transformante à très court décalage (<50 km) (Gente et al., 1995).

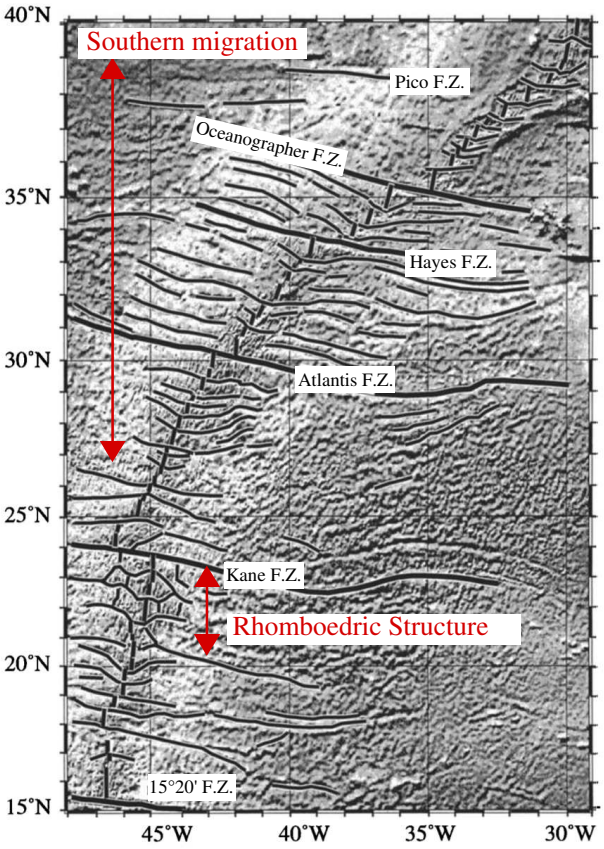


FIGURE 1.7 – Carte bathymétrique de la DMA montrant la migration des NTOs (discontinuités du 2^{nd} ordre), formant des structures obliques. Les traces fossiles hors axe sont facilement identifiables. D'après Thibaud et al. (1998)
Bathymetric map of the MAR showing the migration of the NTOs (2^{nd} order discontinuities), which form oblique structures. Off-axis traces can be easily identified. After Thibaud et al. (1998).

Lien entre morphologie et régime thermique des segments

Les segments de la DMA sont marqués par la présence d'une vallée axiale, cependant une forte variabilité de cette morphologie axiale peut être remarquée à l'échelle du segment (entre le centre et les extrémités) mais également d'un segment à l'autre (Ballard and van Andel, 1977; Crane and Ballard, 1981; Thibaud, 1998). Les variations morphologiques intra-segment reflètent la répartition entre l'activité magmatique et tectonique, *i.e.* les processus d'accrétion (cf. section 1.2). Dans les années 70, le projet FAMOUS (French American Mid-Ocean Undersea Study, Heirtzler and Van Andel, 1977) ouvre la voie à de nombreuses études qui mettent en évidence une variabilité entre les segments de la DMA, en particulier les segments FAMOUS et AMAR (Ballard and van Andel, 1977; Crane and Ballard, 1981; MacDonald and Luyendyk, 1977; Macdonald, 1982; Parson et al., 2000). En effet, le segment FAMOUS est caractérisé par un plancher interne très étroit au centre du segment, qui s'élargit vers les extrémités (forme de sablier), avec une vallée axiale en forme de "V". A l'inverse, le segment AMAR présente

un plancher interne large sur toute la longueur du segment et une vallée axiale en forme de "U". Cette différence de morphologie et l'observation en submersible montrent que l'activité volcanique est plus importante dans la vallée du segment FAMOUS. De cette manière, on peut définir des segments dans un stade plus ou moins magmatique, en fonction de leur morphologie et également de l'amplitude de leur MBA (Sempéré et al., 1990, 1993).

Thibaud et al. (1998) mettent en évidence l'impact des variations de la structure thermique de la lithosphère sur la morphologie du rift axial des segments, et proposent une classification des segments de la DMA entre 40° et 15°N. L'analyse de cette étude, porte sur les propriétés morphologiques et gravimétriques de chaque segment (compilation de données bathymétriques multifaisceaux et gravimétriques satellitaires), en calculant et comparant systématiquement plusieurs paramètres : les dimensions de la vallée axiale, la longueur du segment, et la différence de MBA entre le centre et les extrémités du segment (ΔMBA). La valeur du ΔMBA de chaque segment, traduit une focalisation plus ou moins prononcée de l'alimentation magmatique en centre de segment, induisant une variation d'épaisseur de la croûte et une morphologie axiale plus ou moins accentuée le long du segment. Cette étude montre que chaque segment est défini par son état thermique propre. Les segments sont regroupés en 3 groupes, ceux de types chauds, intermédiaires et froids (Fig. 1.8). Ainsi, les segments "froids" sont les plus courts (< 30 km), et sont caractérisés par une vallée axiale relativement large (> 20 km) et profonde (> 14 km), et un ΔMBA faible (<15 mGal). Tandis que les segments "chauds" sont les plus longs (> 70 km), ont une vallée interne plus étroite (< 10 km), moins profonde, et un fort ΔMBA (> 30 mGal).

De plus, en étudiant la morphologie hors axe des segments, Thibaud (1998) remarquent que les segments chauds ont une morphologie variable dans le temps liée à des variations de l'alimentation magmatique. Dans ce cas, la formation des rides abyssales dépend d'un cycle volcano-tectonique (période de 0.5 à 1 Ma). A l'inverse, les segments froids ont une morphologie axiale et hors axe plus stable, contrôlée par la déformation tectonique.

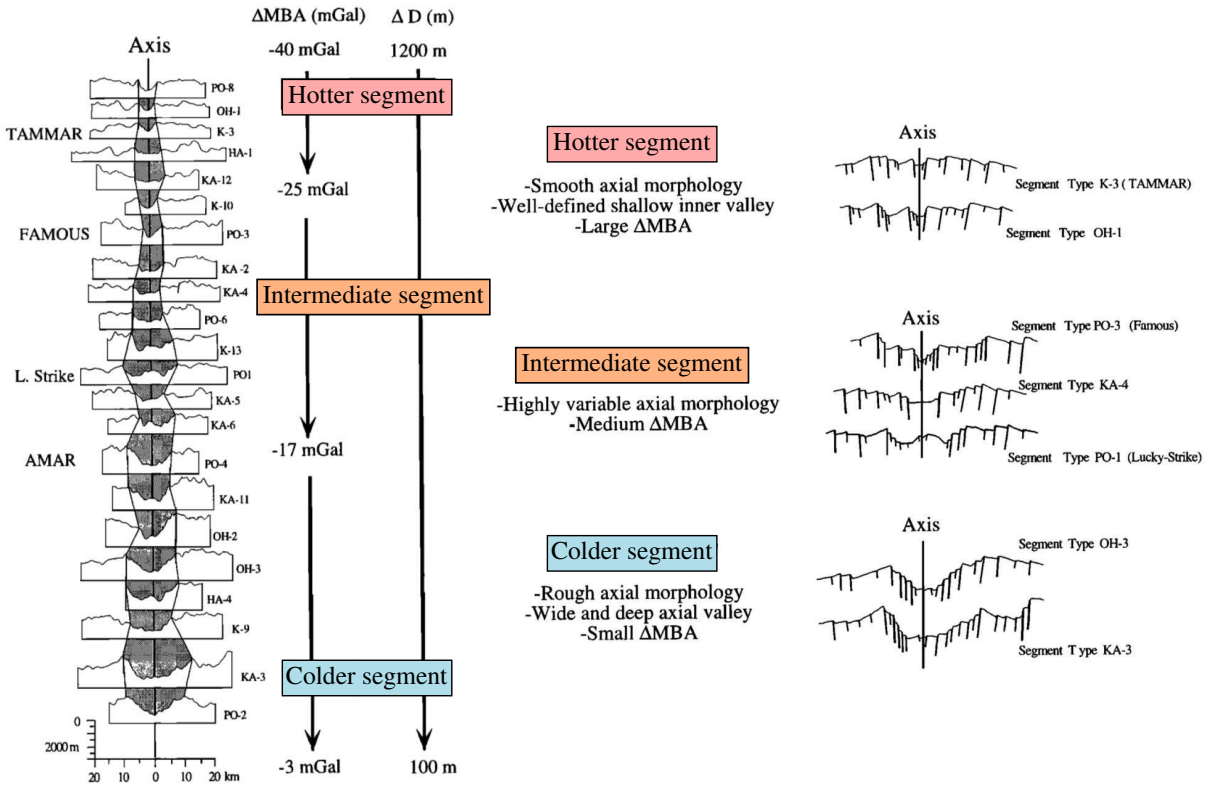


FIGURE 1.8 – Classification des segments de la DMA Nord, entre 15° et 40°N. Lien entre la structure thermique de la lithosphère axiale et la morphologie de la vallée axiale. D'après Thibaud (1998).
Classification of the segments of the northern DMA, between 15° et 40° N. Link between axial thermal stucture of the lithosphère and the axial valley morphology. After Thibaud (1998).

1.2 Processus d'accrétion de la dorsale médio-Atlantique

1.2.1 Distribution de l'activité magmatique & tectonique

Outre l'asymétrie observée entre le centre et les extrémités du segment, il existe également une asymétrie dans la bathymétrie de part et d'autre de l'axe de la dorsale, entre les coins internes (IC, *inside corner*), et les coins externes (OC, *outside corner*) du segment. Ces derniers sont formés à l'intersection du segment avec une discontinuité (de 1^{er} ou 2^{nd} ordre). D'un point du vue morphologique, les coins externes correspondent à des zones plus profondes, où la lithosphère plus jeune se retrouve couplée à la lithosphère plus ancienne, plus froide et donc plus dense d'une même plaque. A l'inverse, les coins internes sont généralement moins profonds et caractérisés par des hauts topographiques dynamiquement supportés (Severinghaus and Macdonald, 1988; Tucholke and Lin, 1994; Escartín and Lin, 1995). De plus, ils sont associés à une lithosphère plus épaisse et à une croûte plus fine que les coins externes, corrélés avec les anomalies gravimétriques de ces zones (Escartín and Lin, 1995). En effet, les anomalies gravimétriques les plus positives sont associées aux coins internes, au niveau desquels les roches de la croûte inférieure et du manteau supérieur sont souvent exposées (Escartín and

Lin, 1995). Cette asymétrie de l'épaisseur crustale peut s'expliquer par une accrétion asymétrique alimentant principalement le coin externe, au détriment du coin interne (Allerton et al., 2000). Une extension tectonique extrême du coin interne par le jeu d'une faille de détachement peut également conduire à cette asymétrie (Escartín et al., 2008).

En résumé, la structure de la croûte est une source d'informations pour la compréhension du jeu entre les mécanismes tectoniques et magmatiques. La croûte océanique est le produit de l'accrétion océanique, sa structure et les processus qui en sont à l'origine diffèrent fondamentalement entre les dorsales lentes et les dorsales rapides. La variation d'épaisseur et la composition de la croûte océanique des dorsales lentes (Cannat, 1993; Cannat et al., 1995) suggère un alimentation magmatique discontinue. Les processus magmatiques dominent au centre des segments, où la croûte est épaisse, alors que les extrémités sont fortement tectonisées, et la croûte plus fine (Escartın and Lin, 1998 ; Fig. 1.5b).

Quelle forme de magmatisme ?

Le plancher de la vallée axiale des dorsales lentes (Fig. 1.9a) peut afficher une ride volcanique axiale généralement parallèle à la direction d'expansion, contrairement à la tendance générale du segment qui peut être oblique. Elle regroupe les constructions et autres manifestations volcaniques, c'est le site prédominant de l'activité volcanique (Ballard and van Andel, 1977; Parson et al., 2000 ; Fig 1.9). Elle coïncide donc généralement avec la zone néovolcanique qui correspond à la zone où l'activité volcanique récente à l'origine de la nouvelle croûte océanique est observée (Fig. 1.9b). La ride volcanique axiale est plus ou moins robuste selon les segments, et peut dans certains cas atteindre les bassins nodaux des NTOs (Fig. 1.9 ; Smith and Cann, 1999; Parson et al., 2000). Une zone néovolcanique discontinue résulte d'un budget magmatique épisodique et peu alimenté.

Le système d'alimentation magmatique des dorsales lentes résulte de la mise en place de dikes et de poches magmatiques éphémères dans une lithosphère plus épaisse (Cannat, 1996). L'existence de chambres magmatiques par sismique réflexion au niveau des dorsales intermédiaires et rapides, est avérée (Detrick et al., 1987; Kent et al., 1994; Canales et al., 2006). Pour les dorsales lentes, seulement deux réflecteurs indiquant une chambre magmatique ont été reconnus à respectivement 2.5 et 3 km de profondeur : au niveau de la dorsale de Reykjanes (57°45′N, Sinha et al., 1998) et de la dorsale médio-Atlantique (37°20′N, Singh et al., 2006). La proximité avec un point chaud (Islande, Açores) pourrait influencer le type de système magmatique. D'autres études sismiques ont tenté d'imager un corps magmatique dans la croûte (Detrick et al., 1990; Canales et al., 2000). Toutefois, des zones de faibles vitesses situées à 3 km de profondeur sont mises en évidence le long de la DMA par sismique réflexion, telles que sous le segment OH1 à 35°N (Hooft et al., 2000), corrélées aux anomalies de vitesses et situées sous les édifices volcaniques du plancher (Barclay et al., 1998; Magde et al., 2000). Magde et al. (2000) propose un système de "tuyauterie magmatique" (*crustal magma plumbing*) pour ce segment, où l'alimentation provient d'une poche d'emmagasinement de plus de 50 km de long.

La présence de dikes dans la croûte inférieure au centre de ce segment est suggérée (Dunn et al., 2005; Hooft et al., 2000). Les fortes variations d'épaisseur de la croûte dépendent de l'alimentation en magma. Toujours dans le cas du segment OH1, la propagation de dikes semble principalement verticale, tandis que pour les segments voisins, les extrémités sont plus alimentées, supposant une propagation latérale de dikes (Gràcia et al., 1999; Hooft et al., 2000). La composition du manteau est également un paramètre influant sur le budget magmatique (Niu et al., 2001). Des études géochimiques au sud des Açores, entre 38° et 36°30′N (segment Menez-Gwen à FAMOUS), mettent en évidence la complexité du signal géochimique, rendant difficile la détermination de l'origine du magma, et proposent la présence de multiples lentilles magmatiques expliquant la grande diversité de magma, plutôt qu'une poche magmatique centrale (Gale et al., 2011, 2013). Ce type de volcanisme contraste avec les dorsales plus rapides comme la dorsale Est-Pacifique, alimentée par une chambre magmatique continue le long de l'axe, peu profonde, et où l'épanchement de magma à la surface se fait à travers des fissures comparable à la zone de rift Hawaïenne (Lonsdale, 1977).

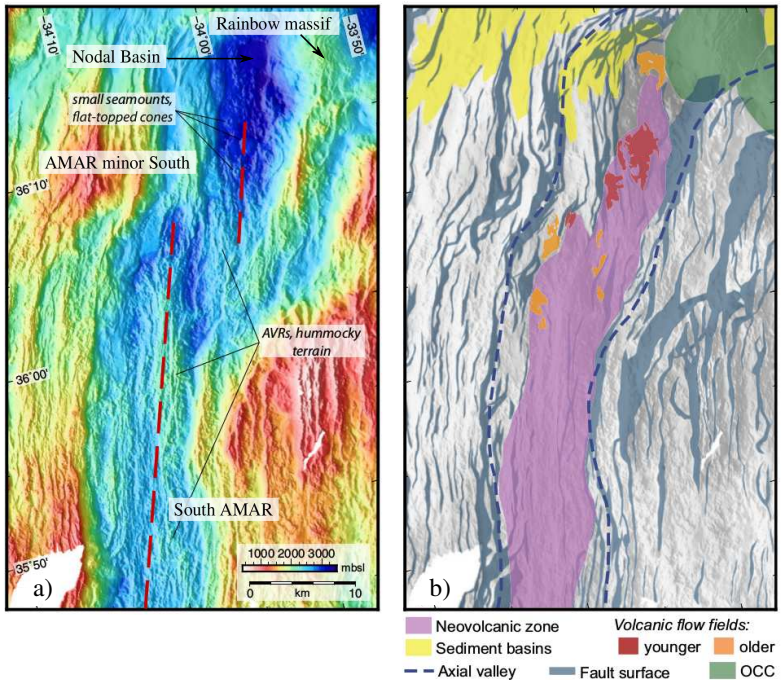


FIGURE 1.9 – Cartes des segments AMAR minor South and South AMAR : a) Bathymétrie b) Interprétation géologique. D'après Eason et al. (2016).
Maps of the AMAR minor South and South AMAR segments : a) Bathymetry. b) Geological interpretation. After Eason et al. (2016).

L'activité volcanique, bien que dominante en centre de segment, peut-être observée en extrémités de segments et au niveau de NTOs. Comme évoqué précédemment, la propagation latérale de dikes dans une NTO peut provenir d'un budget magmatique soudainement plus important (Dannowski et al., 2018). La propagation de dikes est contrôlée par les contraintes tectoniques de la croûte et la pression du magma (Behn et al., 2006), ceux-ci se propagent préférentiellement dans la direction où les contraintes tectoniques sont les moins fortes (Buck et al.,

2006). Une récente étude réalisée au niveau du système hydrothermal de Rainbow (36°14′N), a révélé la présence d'un grand nombre de sills infiltrés à l'intérieur de ce massif, bien que situés à l'intérieur d'une NTO (Canales et al., 2017). Cette activité magmatique explique les hautes températures de fluides (> 340°) émanant de ce système.

Répartition de la déformation tectonique le long d'un segment

A l'axe de la dorsale, la déformation tectonique engendre la formation de fissures (< 1 km) au niveau de la ride axiale volcanique (Yeo et al., 2012). Ces fissures s'ouvrent par extension horizontale et ne présentent aucun rejet (Wright, 1998). Les contraintes crées lors de la propagation verticale d'un dike peuvent également être à l'origine de ces fissures et/ou de petites failles normales (Mastin and Pollard, 1988). Par la suite, en s'éloignant de l'axe de la dorsale, ces déformations s'agrandissent et peuvent se lier pour former de plus grandes structures. Behn and Ito (2008) suggèrent que le développement d'une faille sur un flanc s'opère jusqu'à ce que les contraintes dans une lithosphère refroidie soit telles, qu'il soit plus facile de générer une nouvelle faille sur le flanc opposé. Au niveau des dorsales lentes, plus de 90% des failles sont à regard interne (Escartin et al., 1999), contrairement aux dorsales rapides où les failles à regard externe sont courantes (Lonsdale, 1977). Ces failles normales sont caractérisées par une longueur moyenne de 10 km et un pendage de faille moyen typique de 30°, pouvant atteindre 60°.

Le long d'un segment de dorsale lente, la répartition des failles n'est pas homogène (Shaw and Lin, 1993; Searle et al., 1998). Au centre du segment, elle est symétrique de part et d'autre de la vallée axiale, chaque flanc présente des failles normales espacées de quelques kilomètres (∼ 1-2 km) avec un rejet maximum d'une centaine de mètres, formant les murs de la vallée axiale (Fig. 1.10a, Shaw and Lin, 1993; Searle et al., 1998). Tandis que les extrémités sont marquées par une forte asymétrie entre les coins internes et les coins externes (Fig. 1.10a, Shaw, 1992; Tucholke and Lin, 1994; Escartin et al., 1999). La répartition des failles pour les coins externes est similaire à celle observée en centre de segment, *i.e.* des failles à rejets modérés et peu espacées entre elles (Fig. 1.10a). A l'opposé, des rejets de failles de plusieurs centaines de mètres mais également des espacements plus importants (∼ 10 km) entre les failles sont observés au niveau des coins internes. Ces variations de répartition des failles sont corrélées à l'épaisseur et à la résistance de la lithosphère, liée à son régime thermique (Fig. 1.10a, Escartín and Lin, 1995).

Des failles normales présentant un faible pendage (∼20°) ont été mises en évidence dans des zones de fine épaisseur crustale (< 6 km). Certaines se développent et deviennent des failles de détachement océanique (Tucholke and Lin, 1994; Cann et al., 1997; Smith et al., 2006). Généralement localisées en fin de segment au niveau du coin interne, elles peuvent s'étendre sur quasiment toute la longueur du segment. Ces failles sont associées à de grands déplacements (> 1 km), exhumant de grandes surfaces de croûte inférieure et de manteau supérieur (Fig. 1.10b). L'initiation, ou l'interruption du glissement le long de failles de détachement, dépend du budget magmatique. Dans la zone 13°N de la DMA, un cycle de vie d'∼ 1-2 Ma a

été proposé (MacLeod et al., 2009). De même, la longévité des failles normales est associée au taux d'alimentation magmatique à l'axe de la ride (Tucholke and Lin, 1994; Buck et al., 2005). Les modèles numériques indiquent que la mise en place des failles de détachement océanique s'opère lorsque la composante magmatique, associée à l'extension lithosphérique, diminue et accommode moins de 50% du total de la séparation des plaques (contre 85-95% pour les failles normales ; Buck et al., 2005; Behn and Ito, 2008). Olive et al. (2010) suggèrent que la proportion de magma introduit dans la lithosphère cassante influe sur le mode de failles tandis que la proportion de magma dans la couche ductile détermine la nature des roches exhumées. L'altération de la péridotite, par la circulation hydrothermale, en matériau de faible résistance comme la serpentinite contribue au glissement des failles de détachement et à la localisation des contraintes dans ces zones affaiblies (Smith et al., 2006). De même la présence de sites hydrothermaux favorise le refroidissement et participe à une lithosphère épaisse (Escartín et al., 2008).

Au niveau de la dorsale ultra-lente Sud-Ouest Indienne, des zones totalement dénudées de croûte sur les deux flancs de la dorsale, révèlent un processus d'accrétion amagmatique où l'extension est accommodée à 100% par le glissement le long de grandes failles de détachement (surnommée le modèle "fliflop", Sauter et al., 2013). Ce type d'accrétion n'a pas été mis en évidence le long de la DMA.

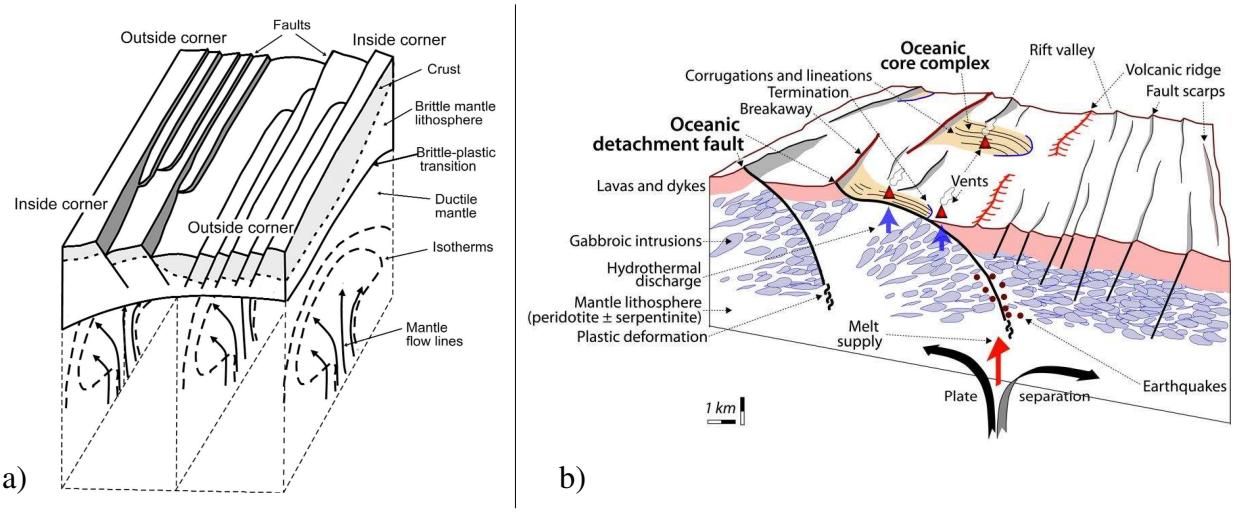


FIGURE 1.10 – a) Schéma de la répartition des failles pour un segment de dorsale lente, d'après Searle and Escartin (2004). b) Schéma d'un segment, où l'accrétion est associée à des failles de détachements océaniques et des mégamullions, d'après Escartín and Canales (2011).
a) Model of faulting pattern of a slow spreading ridge segment, after Searle and Escartin (2004). b) Cartoon of a segment, where accretion is associated with oceanic detachment faults and oceanic core complexes, after Escartín and Canales (2011).

1.2.2 Modèles d'accrétion : Symétrie vs. Asymétrie

Escartín et al. (2008) ont défini deux modes distincts d'accrétion actifs le long de la DMA Nord, un mode symétrique et un mode asymétrique (Fig. 1.11a). Le mode symétrique est contrôlé par une forte composante magmatique, associé à des failles normales à fort pendage, actives de part et d'autre de l'axe et qui forment des collines abyssales. A l'opposé, le mode asymétrique est caractérisé par le jeu d'une faille de détachement sur un flanc de segment. Cette dernière est profondément ancrée dans la lithosphère et pourrait s'enraciner dans une poche magmatique. De plus, l'étude géochimique d'échantillons de basaltes le long de sections asymétriques montrent une composition différente de ceux relevés au niveau de sections symétriques (Escartín et al., 2008). Leur composition est en accord avec une cristallisation sous forte pression et une fusion partielle du manteau plus faible que celle des sections dites symétriques (Escartín et al., 2008).

Entre 12° et 35°N, $\sim$ 2500 km de sections de la DMA Nord ont été associées à un de ces modes caractéristiques (Fig. 1.11b), en fonction de leur morphologie structurale observée grâce à des relevés bathymétriques (Escartín et al., 2008; Olive and Escartín, 2016). Il en résulte que dans cette zone, quasiment la moitié des sections de l'axe est accommodée par un mode d'accrétion asymétrique.

Ainsi une accrétion asymétrique est relativement commune dans les sections de la DMA située au sud de la faille transformante Hayes (Escartín et al., 2008; Olive and Escartín, 2016) avec la présence de la majorité des failles de détachements identifiées dans cette zone (Yu et al., 2013). En effet, les études conduites le long de la DMA Nord ont analysé principalement des failles de détachements et des mégamullions au niveau du massif Atlantis (Cann et al., 1997), au sud de la faille transformante Kane (Cann et al., 2015), au sud de la faille transformante Fifteen-Twenty (Smith et al., 2006; Escartín et al., 2017; Parnell-Turner et al., 2018). Entre les Açores et la faille transformante Hayes, les failles de détachements observées actives et inactives sont localisées au niveau des discontinuités (Gràcia et al., 2000; Miranda et al., 2002; Paulatto et al., 2015; Eason et al., 2016; Dunn et al., 2017; Dyment et al., 2018). Ces structures sont associées à des sites hydrothermaux tels que Rainbow et Saldanha. Cependant, la naissance d'une faille de détachement est suggérée au niveau de l'un des segments de la zone AMAR (AMAR minor North ; Paulatto et al., 2015; Eason et al., 2016).

Le lien entre ces modes d'accrétions et la sismicité enregistrée le long de la DMA sera décrit dans la section 1.4.

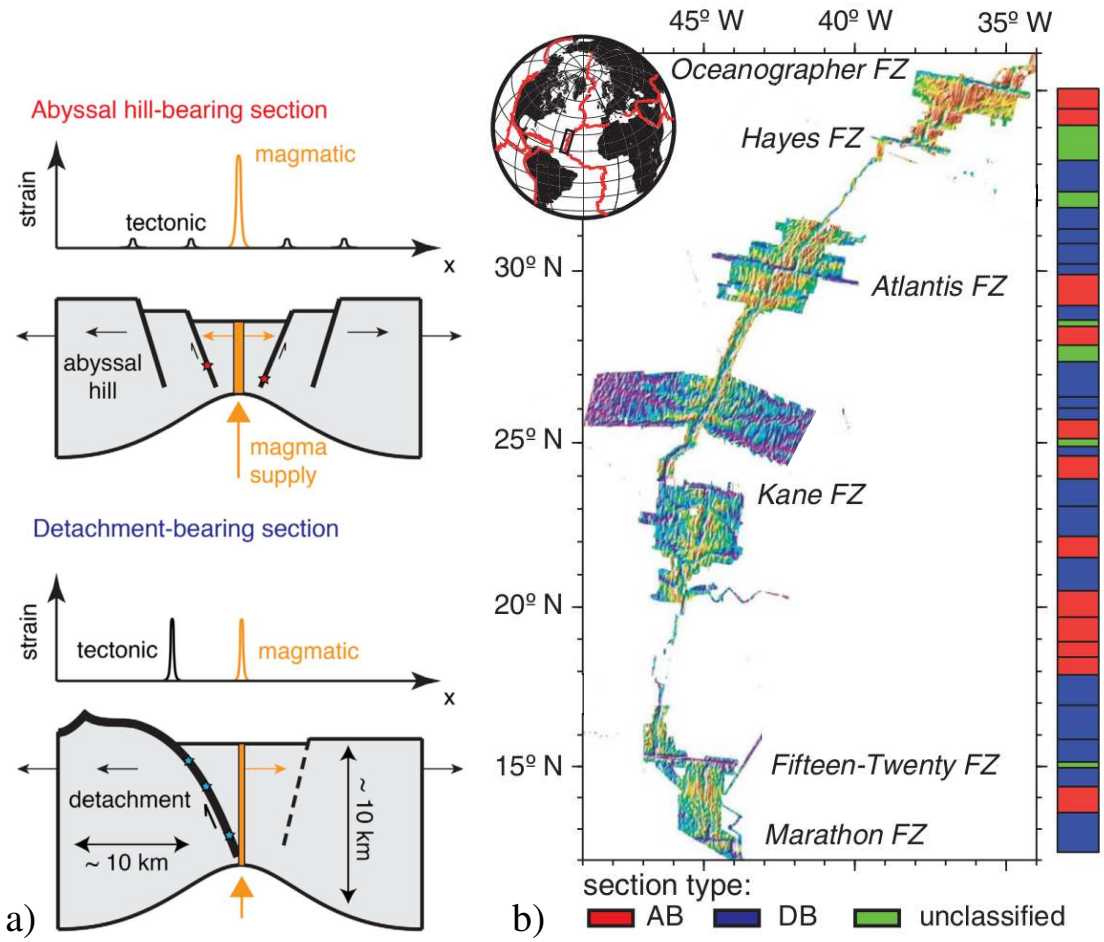


FIGURE 1.11 – Modèle d'accrétion symétrique et asymétrique le long de la DMA nord, d'après Olive and Escartín (2016). a) Schéma typique d'une section de dorsale avec un mode d'accrétion : (Haut) symétrique, *i.e.* répartition des contraintes entre l'accrétion crustale dans la zone néovolcanique (courbe orange) et la déformation tectonique (courbe noire) distribuée sur les failles normales (séismes = étoiles rouges). (Bas) asymétrique, *i.e.* appauvrissement de l'apport magmatique induisant une lithosphère plus épaisse (zone grise) et des contraintes tectoniques plus localisées (étoiles bleues). b) Distribution du mode d'accrétion, symétrique (AB), asymétrique (DB) ou indéterminé (UN), entre 12° et 35°N.
Model of symetric and asymetric accretion along the northern DMA, after Olive and Escartín (2016). a) Scheme of a ridge cross section with a mode of seafloor accretion : (Top) symetric, i.e. partitioning of strain between crustal accretion in the neovolcanic zone (orange curve) and tectonic deformation (black curve) distributed on normal faults (earthquakes = red stars). (Bottom) asymetric, i.e. reduced magma supply leading to thicker lithosphere and more localized tectonic strain. b) Distribution of the mode of accretion, symetric (AB), asymetric (DB) or unclassified (UN), between 12° and 35°N.

1.3 Proximité du point chaud des Açores : quelles interactions ?

De nombreux points chauds présents à proximité de dorsales océaniques, telles que la Sud-Est Indienne ou la médio-Atlantique, amènent à étudier leur interaction avec l'axe de la ride. Ces interactions entre les processus d'accrétion peu profonds impactant la morphologie à l'axe des dorsales, et les processus profonds liés aux panaches, sont complexes et sont plus ou moins fortes selon les systèmes étudiés. La nature de l'influence d'un panache sur l'axe d'une dorsale peut s'exprimer par (1) une anomalie thermique régionale à grande échelle issue de la remontée du panache mantellique (Ito and Lin, 1995) (2) un flux asthénosphérique présent le long de l'axe (Vogt, 1976). A l'échelle de l'océan Atlantique, les études de différentes données géochimiques et géophysiques ont montré que l'axe de la dorsale proche de l'Islande est fortement marqué par la signature du point chaud, tandis que l'axe de la DMA proche du point chaud des Açores, l'est à un moindre niveau (Goslin et al., 1998; Gaherty and Dunn, 2007) et celui à proximité du point chaud d'Ascension l'est faiblement (Goslin et al., 1998). Ces observations coïncident avec la situation de l'axe d'accrétion des dorsales par rapport au point chaud. En effet, l'axe de la dorsale Reykjanes est situé à l'aplomb du point chaud de l'Islande, alors que l'axe de la DMA s'éloigne du point chaud Açores (Vogt, 1976). Le point chaud des Açores, localisé à proximité du point triple des Açores il y a ∼20 Ma, a connu une forte interaction avec la dorsale. La proximité des deux sources mantelliques a engendré, il y a ∼10 Ma un épisode de magmatisme plus abondant (Cannat et al., 1999a; Gente et al., 2003) qui s'est estompé autour de 4 Ma, avec l'éloignement du point chaud. Ce dernier serait actuellement situé à ∼ 150-200 km à l'est du point triple des Açores (Ito and Lin, 1995; Cannat et al., 1999a; Gente et al., 2003), probablement sous l'île de Terceira (Gente et al., 2003; Yang et al., 2006).

La dynamique d'expansion du plancher océanique le long des dorsales océaniques est dépendante de deux facteurs, à savoir le taux d'expansion mais également la composition et la température de la source mantellique. La proximité d'un point chaud peut ainsi influencer les paramètres de la source mantellique. Les faibles anomalies de vitesses révélées en profondeur jusqu'à 300 km sous les Açores par des études tomographiques, traduisent des températures plus élevées induites par des anomalies de la source mantellique (Silveira and Stutzmann, 2002; Yang et al., 2006) et pourraient suggérer que le panache mantellique des Açores n'est plus alimenté en profondeur (Silveira et al., 2006).

Différentes observations, telles que les signatures géochimiques (*e.g.* Goslin et al., 1998; Dosso et al., 1999), géophysiques (*e.g.* Detrick et al., 1995; Escartin et al., 2001; Gente et al., 2003; Maia et al., 2007) mettent en évidence l'impact du point chaud sur les processus d'accrétion de la DMA, et proposent des limites d'influence de ce phénomène le long de l'axe.

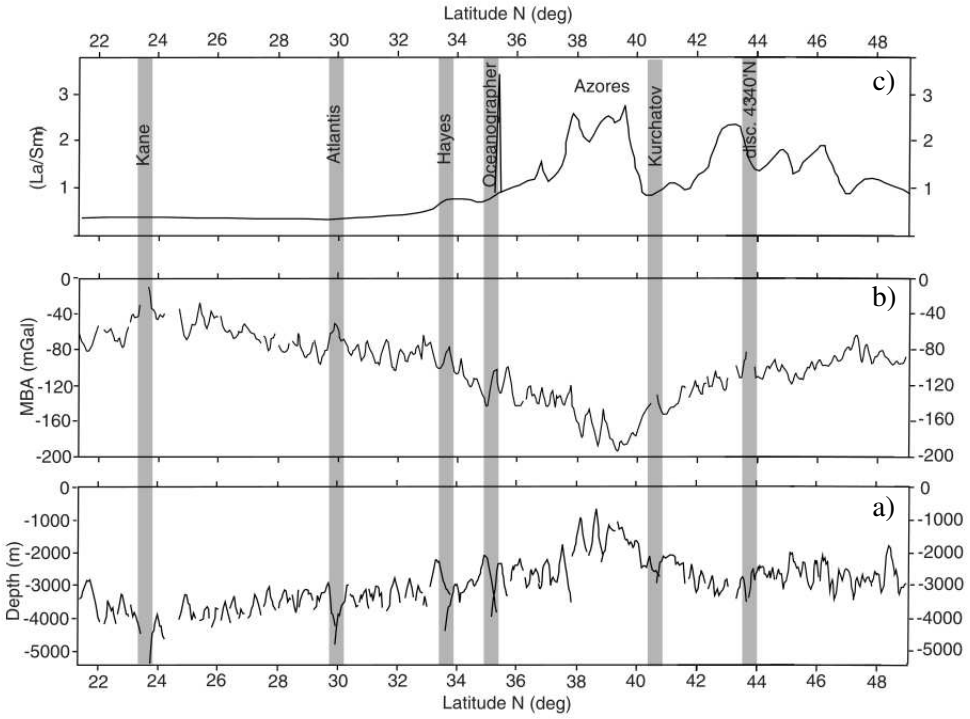


FIGURE 1.12 – Influence du point chaud le long de l'axe de la DMA Nord entre 21°N and 49°N, d'après Gente et al. (2003) (données géophysiques issues de Thibaud et al., 1998; Goslin, 1999; Gente et al., 2003 et géochimiques Dosso et al., 1993; Yu et al., 1997; Dosso et al., 1999). a) Bathymétrie. b) Anomalie de Bouguer réduite au manteau (MBA). c) Ratio normalisé des éléments traces (La/Sm) dans les basaltes.
Hotspot influence along the northern MAR axis, after Gente et al. (1995) (geophysical data from Thibaud et al., 1998; Goslin, 1999; Gente et al., 2003 and geochemical data from Dosso et al., 1993; Yu et al., 1997; Dosso et al., 1999). a) Bathymetry. b) Mantle Bouguer Anomaly (MBA). c) Normalised ratio of the trace elements (La/Sm) in the basalts.

D'un point du vue bathymétrique, l'influence du point chaud a déjà été évoqué précédemment. Parmi les trois types d'ondulations caractérisant l'axe de la DMA, les plus grandes longueurs d'onde correspondent à la surélevation du plancher océanique induite par le point chaud des Açores (Gente, 1987), s'étendant sur ∼2000 km entre ∼24°N et 40°N (Gente, 1987; Thibaud et al., 1998 ; Fig. 1.12a). Sous le plateau des Açores, entre 38°N et 40°N, ce bombement est associée à une croûte anormalement épaisse, jusqu'à ∼12-14 km, soit deux fois plus que l'épaisseur "normale" de 6-7 km (Detrick et al., 1995; Cannat et al., 1999a). Ainsi, cette anomalie bathymétrique est interprétée comme résultant de l'augmentation de la température du manteau supérieur due à la proximité du point chaud (Ito and Lin, 1995). Bonatti (1990) l'associe à la présence de manteau hydraté sous la lithosphère. Un autre marqueur de l'influence du point chaud sont les structures obliques pointant vers le sud, décrites précédemment, et dont l'origine pourrait être l'augmentation du magmatisme initiée il y a 10 Ma (Cannat et al., 1999a; Escartin et al., 2001). Les anomalies gravimétriques reflètent les variations observées dans la bathymétrie, amenant Thibaud et al. (1998) à proposer une limite sud du point chaud à 26°30′N (Fig. 1.12b). Les auteurs précisent que cette influence affectant une grande partie sud de la dorsale reflète une modification de la structure thermique profonde et non une in-

fluence d'un flux asthénosphérique le long de l'axe. Au nord des Açores, l'axe ne présente pas de grandes discontinuités décalant la ride ni de structures obliques pointant dans la direction opposée aux Açores (Goslin, 1999).

Les caractéristiques morphologiques propres aux segments évoluent également le long de l'axe (Detrick et al., 1995; Parson et al., 2000). Au sud de 37.2°N, les segments ne présentent plus une vallée axiale étroite mais au contraire, une vallée axiale plus développée, ainsi que des affleurements de péridotites (Gràcia et al., 2000; Escartin et al., 2001). Les segments au nord de cette limite comprennent une ride néovolcanique bien définie (Parson et al., 2000), supposant une augmentation du régime thermique et/ou de l'apport magmatique. En effet, la proximité d'une zone plus fertile augmente l'apport magmatique à l'axe de la dorsale (Niu et al., 2001).

D'un point de vue géochimique, l'échantillonnage de roches le long de plusieurs sections de la DMA et l'analyse des laves révèlent des variations dans la compositions des laves le long de l'axe (Fig. 1.12c), et apportent ainsi des indices sur l'histoire du manteau et sa composition dans les régions d'interactions entre la ride et le point chaud (Schilling et al., 1983; Dosso et al., 1999). Ces différentes études ont montré une géochimie différente (ratio isotopique, éléments traces) des basaltes en fonction de leur distance au point chaud, assimilé à une source enrichie en matériel mantellique profond. La signature du point chaud semble s'étendre jusqu'à 33.5°N au sud des Açores (Schilling et al., 1983; Dosso et al., 1999). Ce gradient dans la composition isotopique, et la proportion de matériel issu du panache, a été mis en évidence le long des segments nord de la DMA, entre les Açores et le segment FAMOUS (Gale et al., 2011, 2013). La signature géochimique de part et d'autre des Açores est asymétrique puisque suggérée entre 43° et 44°N au nord des Açores, donc moins étendue (Goslin, 1999).

Ainsi, les effets du point chaud sur l'axe de la dorsale mettent en évidence une asymétrie entre le nord et le sud des Açores, *i.e.* plus étendue au sud (Detrick et al., 1995; Thibaud et al., 1998; Goslin, 1999; Gente et al., 2003). De plus, en modifiant le régime thermique de la lithosphère, le point chaud des Açores influence de ce fait la distribution de la sismicité (Simao, 2009; Goslin et al., 2012). Ces effets sur l'activité sismique le long de l'axe de la DMA seront présentés dans la section 1.5.

1.4 Sismicité & processus d'accrétion

1.4.1 Observations sismiques générales

La sismicité joue un rôle primordial dans l'étude des processus d'accrétion océanique. Son analyse spatio-temporelle à différentes échelles permet d'interpréter les différents mécanismes la générant, tels que l'activité des failles, la mise en place de dikes et les éruptions volcaniques. Il existe différentes méthodes complémentaires pour enregistrer la sismicité, certaines sont basées sur la détection des mouvements du sol et donc des ondes sismiques (stations sismologiques terrestres, sismomètres de fond de mer), tandis que d'autres captent les ondes acoustiques (sonobouées, hydrophones). Ainsi, la différence majeure entre ces méthodes est l'accès

au mécanisme au foyer, ainsi qu'à la profondeur des séismes par l'analyse des ondes sismiques. Les réseaux terrestres, au vu de leur répartition à l'échelle du globe, fournissent une bonne représentation de la sismicité mondiale, sans limitation temporelle. Cependant leur éloignement des zones de divergences océaniques limite la magnitude de détection des séismes (M > 4) et la précision de leur localisation (erreur de l'ordre 10-20 km ; Rundquist and Sobolev, 2002). L'utilisation de sismomètres de fond de mer (OBS, *Ocean Bottom Seismometer*) permet d'accéder aux événements de plus faible magnitude (généralement M < 0, liée à la circulation hydrothermale), avec une bonne précision, avec la limitation toutefois de l'étendue spatiale et temporelle du réseau d'OBS. Le déploiement de réseaux d'hydrophones dans les océans permet de couvrir de grandes portions de dorsale, et peuvent enregistrer des petits séismes générés à l'axe (M ∼2.5-3) avec des erreurs de localisation relativement faibles (∼2-3 km).

L'étude de la sismicité grâce aux premiers réseaux de sismomètres terrestres, a mis en évidence les frontières de plaques actives (Fig. 1.13, Isacks et al., 1968). Les séismes des dorsales océaniques se différencient des autres contextes géodynamiques par leur faible profondeur (généralement < 10 km) et leur répartition le long d'une étroite bande de sismicité (4-12 km ; Sykes, 1969 ; Fig. 1.13). La nature des mouvements générés par le système divergent des plaques le long des dorsales est accessible par le mécanisme au foyer. Les mécanismes en extension (type faille normale) et en décrochement (type faille transformante), sont caractéristiques des dorsales océaniques (Fig. 4.7, Sykes, 1969), et sont en accord avec les contraintes attendues par la théorie de la tectonique des plaques. Des mécanismes mixtes présentant des composantes décrochantes et normales ou en compression peuvent avoir lieu au niveau des coins internes mais restent minoritaires.

La présence d'une microsismicité a été mise en évidence pour la première fois par des sonobouées déployées au niveau de la DMA (segment FAMOUS, ∼ 37°N ; Reid and MacDonald, 1973). Par la suite, la profondeur des hypocentres, et donc celle de la zone sismogénique des dorsales, a pu être accessible par l'installation de réseaux d'OBS. Cette profondeur varie selon les taux d'expansion puisqu'elle dépend du régime thermique de la lithosphère. Ainsi, pour les dorsales rapides, la limite entre la couche cassante et celle ductile, est plus superficielle (2-3 km ; Riedesel et al., 1982) que pour les dorsales lentes (4-8 km, Toomey et al., 1988; Barclay et al., 1998; Kong et al., 1992). Dans le cas d'une expérience de microsismicité au niveau du segment Lucky Strike de la DMA, des événements ont été enregistrés jusqu'à plus de 10 km de profondeur (Dusunur et al., 2009). Actuellement, la plus grande profondeur sismogénique connue a été observée au niveau du supersegment oblique de la dorsale ultra-lente Sud-Ouest Indienne, à 35 km de profondeur, reflétant une lithosphère froide et très épaisse (Schlindwein and Schmid, 2016).

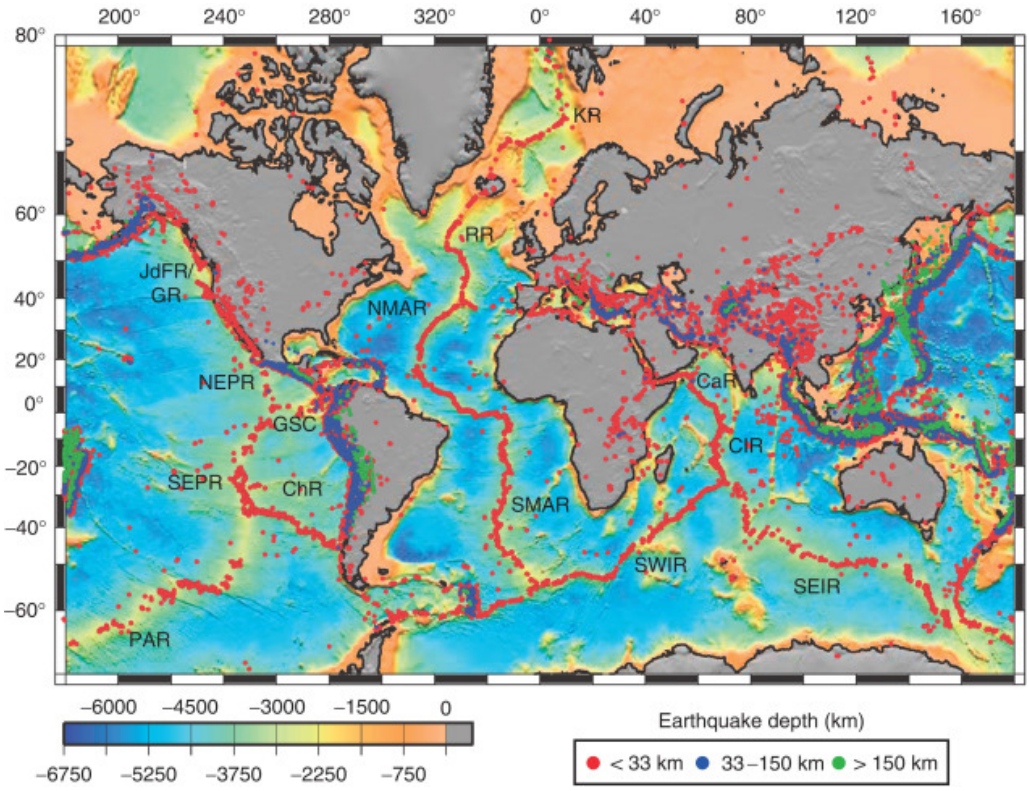


FIGURE 1.13 – Carte de sismicité du catalogue NEIC (National Earthquake Information Center) avec M≥5, 1980-2005. Les dorsales océaniques sont associées à une bande de sismicité avec des événements de faible profondeur. Les différentes dorsales indiquées sont : dorsales Juan de Fuca et Gorda (JdF et GR, 60 mm/an), dorsale Est-Pacifique Nord (NEPR, 110 mm/an) et Sud (SEPR, 140 mm/an), dorsale des Galapagos (GSC, 45-60 mm/an), dorsale du Chili (ChR), dorsale Pacifique-Antarctique (PAR, 65 mm/an), dorsales Kolbeinsey/Mohns (KR, 15-20 mm/an), dorsale de Reykjanes (RR, 20 mm/an), dorsale de l'Atlantique Nord (NMAR, 25 mm/an) et Sud (SMAR, 30 mm/an), Ride de Carlsberg (CaR, 30 mm/an), dorsales Centrale (CIR, 35 mm/an), Sud-Ouest (SWIR, 15 mm/an) et Sud-Est (SEIR, 70 mm/an) Indiennes. D'après Bohnenstiehl and Dziak (2009).
Global map of seismicity from NEIC (National Earthquake Information Center) catalog, M≥5, 1980-2005. Mid-ocean ridges are defined by narrow bands of shallow hypocenter earthquakes. Mid-oceans ridges indicated are : Juan de Fuca and Gorda Ridges (JdF et GR, 60 mm/an), Northern (NEPR, 110 mm/an) and Southern (SEPR, 140 mm/an) East Pacific Rises, Galapagos Spreading Center (GSC, 45-60 mm/an), Chili Rise (ChR), Pacific-Antarctic Ridge (PAR, 65 mm/an), Kolbeinsey/Mohns Ridges (KR, 15-20 mm/an), Reykjanes Ridge (RR, 20 mm/an), Northern (NMAR, 25 mm/an) and Southern (SMAR, 30 mm/an) Mid-Atlantic Ridges, Carlsberg Ridge (CaR, 30 mm/an), Central (CIR, 35 mm/an), Southwest (SWIR, 15 mm/an) and Southeast (SEIR, 70 mm/an) Indian Ridges. After Bohnenstiehl and Dziak (2009).

Les failles transformantes océaniques correspondent à la zone reliant les deux axes de la dorsale. Cette zone active est soumise aux contraintes cisaillantes. Les zones de fractures sont les parties externes de ces failles et sont inactives, mais peuvent parfois générer des séismes suite à une différence de mouvement de part et d'autre de la zone de fracture (Fig. 4.7, (Sykes, 1967)). Les failles transformantes océaniques sont quelques peu différentes de leurs homologues terrestres. Elles présentent un déficit de sismicité (Solomon et al., 1988; Abercrombie

and Ekström, 2001), traduisant un mouvement majoritairement asismique (> 80% du déplacement). Les processus asismiques décrits sont interprétés comme un glissement par fluage résultant du régime thermique sous-jacent mais aussi des propriétés des matériaux présents (altération par la circulation hydrothermale) (McGuire et al., 2012). Ces événements asismiques seraient les précurseurs de plus forts séismes (McGuire et al., 2012).

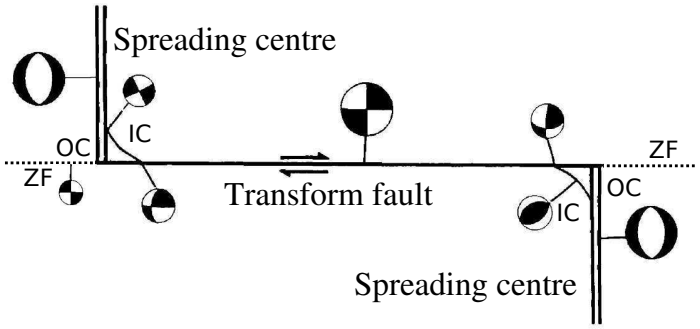


FIGURE 1.14 – Mécanismes au foyer reflétant le type de mécanisme de rupture caractéristique des dorsales océaniques. D'après Rundquist and Sobolev (2002). Les coins internes (IC) et externes (OC) sont indiqués, de même que la zone de fracture (ZF, pas de mouvement transformant).
Focal mechanisms reflecting the type of rupture mechanism caracterising the mid-ocean ridges. After Rundquist and Sobolev (2002). The inside (IC) and outside (OC) corners are indicated, as well as the fracture zone (ZF, no transform movement).

Des mécanismes en faille inverse peuvent avoir lieu au niveau des coins internes (Fig. 4.7), mais également en centre de vallée axiale. En effet, l'inflation d'une chambre magmatique permet de générer des mouvements en faille inverse (observé dans la DMA, Kong et al., 1992), de même que des mouvements de fluide descendants dans des failles en contexte de dorsales rapides (observé dans la dorsale Est-Pacifique Waldhauser and Tolstoy, 2011).

Distribution de la sismicité selon le taux d'expansion

Le déploiement de réseaux d'hydrophones dans les océans du globe permet d'enregistrer la sismicité de faible magnitude sur de grandes sections de dorsale, et de comparer ainsi les différences observées dans le schéma de répartition de ces événements. Il s'avère que le facteur principal contrôlant la sismicité reste, de même que pour la morphologie de l'axe, la structure thermique de la lithosphère. En effet, la sismicité enregistrée au large des côtes nord américaines au niveau de la dorsale rapide Est-Pacifique est irrégulière le long de l'axe (Fox et al., 2001b). La majorité des événements sont localisés à proximité des failles transformantes tandis que les segments sont quasiment asismiques sauf lors de crises magmatiques (Fox et al., 2001b). Au niveau des dorsales intermédiaires du Pacifique (JdF, GR et Explorer) la répartition de la sismicité est variable selon la dorsale considérée (Dziak et al., 2011). Les dorsales Explorer et Gorda affichent une sismicité continue à l'opposé du comportement quasi asismique

de Juan de Fuca. Cette dernière est connue pour ses événements magmatiques générés au niveau du segment CoAxial et du volcan Axial (Fox et al., 1995; Dziak and Fox, 1999; Fox et al., 2001b; Wilcock et al., 2016). Cette différence dans la sismicité des dorsales intermédiaires se retrouve dans leur morphologie axiale, qui peut se rapprocher d'une morphologie de dorsale lente ou bien de dorsale rapide (Bohnenstiehl and Dziak, 2009). Les dorsales avec des taux d'expansion plus lents telles que la DMA, présentent une sismicité discontinue le long de l'axe et, contrairement aux dorsales rapides, les événements ne sont pas concentrés au niveau des failles transformantes mais en extrémité de segments (Smith et al., 2002, 2003 ; cf. section 1.5). Pour les dorsales ultra-lentes, une répartition discontinue est également mise en avant, avec une forte sismicité enregistrée dans les sections dites magmatiques et très peu de séismes dans les sections dites amagmatiques (Schlindwein et al., 2015; Tsang-Hin-Sun, 2016). En analysant la sismicité hydroacoutisque le long de 3 dorsales à taux d'expansion variable (SWIR, SEIR, CIR), Tsang-Hin-Sun et al. (2016) ont montré que la corrélation entre le taux de sismicité et le taux d'expansion n'est pas toujours systématique et qu'aucune relation directe n'existe entre le taux d'expansion et le taux de sismicité (taux similaire $\sim$ 4 évenements/ 20 km / an). Il faut cependant retenir que la distribution de la sismicité est différente selon le taux d'expansion, suggérant des modes d'accrétion distincts.

1.4.2 Essaims & manifestation magmatique

De manière générale, les événements générés au niveau des dorsales océaniques peuvent être regroupés en deux classes, avec d'une part ceux initiés par la création de la croûte océanique avec la mise en place d'un système de dikes, et dans certains cas d'épanchements de magma sur le plancher, et d'autre part, ceux associés à l'extension tectonique (Bergman and Solomon, 1990). Dans le premier cas, les crises sismiques résultant de ces épisodes magmatiques comportent des événements d'ordre similaire dans le temps, sans choc principal, et sont appelées "essaims" (Mogi, 1967). Dans le deuxième cas, les crises suivent une loi de décroissance de type Omori (MOL), et présentent un choc principal suivis de répliques (Mogi, 1967).

Au début des années 70, Sykes (1970) remarque la présence d'un certain nombre d'événements télésismiques situés sur les segments des dorsales, présentant les caractéristiques des essaims magmatiques. L'étude des essaims télésismiques au niveau de la DMA se poursuit avec Bergman and Solomon (1990) qui suggèrent cependant que les essaims observés seraient déclenchés par des mécanismes d'extension, mais n'écartent pas la possibilité de processus magmatiques. Ils suggèrent également que les séismes d'origine volcanique ont des magnitudes en dessous du seuil de détection des réseaux terrestres. L'observation de la sismicité des zones de dorsales est difficile du fait de leur éloignement des côtes. Afin de caractériser les essaims des dorsales océaniques, une analogie est faite avec les essaims accompagnant les éruptions volcaniques terrestres, et notamment la mise en place de dikes, dans des contextes et/ou environnements similaires. Ainsi, des indicateurs de magmatisme/volcanisme sont recherchés principalement au niveau d'Hawaï (volcanisme intraplaque) pour les dorsales chaudes et rapides, de l'Islande (contexte de point chaud) et du rift Est-Africain (système d'expansion im-

mature) pour le cas des dorsales lentes (Bergman and Solomon, 1990).

Les observations d'épisodes du rifting du Krafla volcano en Islande entre 1975 et 1984, (Brandsdóttir and Einarsson, 1979; Einarsson and Brandsdóttir, 1978) figurent parmi les premiers exemples de migrations horizontales de dikes (∼20 dikes, vitesse moyenne de propagation ∼1-2 m/s). Leur étude suggère que le rifting et l'accrétion sont accommodés par des épisodes distincts de petites magnitudes, accompagnés d'injections magmatiques, sur quelques semaines ou plusieurs mois. Par la suite, de nombreuses études détaillent la mise en place d'intrusions de dikes, en particulier dans le rift Est-Africain (Calais et al., 2008; Baer et al., 2008), dans la dépression de l'Afar (Belachew et al., 2011; Grandin et al., 2011), et dans le Golfe d'Aden (Ahmed et al., 2016). Depuis, la détection des événements de plus faible magnitude a permis d'observer différentes manifestations magmatiques au niveau des dorsales, telles que le remplissage d'une poche magmatique (Wilcock et al., 2009), l'intrusion latérale (Dziak and Fox, 1999; Tolstoy et al., 2001; Tsang-Hin-Sun et al., 2016) ou verticale (Dziak et al., 2004b; Tolstoy et al., 2006) de dike dans la croûte, et également l'épanchement de laves sur le plancher océanique (Tan et al., 2016).

Au niveau des dorsales océaniques, le premier enregistrement reflétant une intrusion et une propagation latérale de dike, avec une possible éruption volcanique, a été observé au niveau de la dorsale Juan de Fuca (Fox et al., 1995 ; table 1.1). Depuis, d'autres événements similaires ont été rapportés dans cette zone, avec des taux de migrations variables (0.05 - 0.55 m/s, table 1.1 ; Fox et al., 1995; Fox and Dziak, 1998; Dziak and Fox, 1999; Bohnenstiehl et al., 2004). Plusieurs centaines d'événements hydroacoutiques sont associés à ces essaims magmatiques, mais ils comptent peu ou aucun événement télésismique (Dziak et al., 2007). Une bande de fréquence (3–30 Hz), qui comme les tremors volcaniques, traduit le déplacement de magma dans la croûte, peut parfois accompagner ces crises durant plusieurs heures (Fox et al., 1995; Dziak et al., 1995; Dziak and Fox, 1999; Wilcock et al., 2016). Un épisode magmatique lié à l'injection latérale d'un dike a également été mis en évidence au niveau de la dorsale intermédiaire Sud-Est Indiennce (0.05 m/s durant 10 jours, Tsang-Hin-Sun et al., 2016 ; table 1.1). Actuellement, un seul essaim magmatique a été détecté au niveau d'une dorsale lente, il s'agit de l'essaim de Lucky Strike de la DMA (Dziak et al., 2004b). Ce dernier se démarque par le grand nombre d'événements télésismiques générés en seulement 2 jours (33 avec $3<m_b<5$), soit l'activité sismique la plus forte enregistrée dans cette zone depuis 20 ans. De plus, les enregistrements dévoilent la présence d'une bande de fréquence liée au déplacement de magma, similaire à celui observé au niveau des dorsales plus rapides. L'absence de migration horizontale de l'activité de faible magnitude suppose qu'aucune propagation latérale de dike a eu lieu, suggérant un remplissage du réservoir magmatique (Dziak et al., 2004b). Quelques épisodes magmatiques sont répertoriés pour les dorsales ultra-lentes. De fortes activités télésismiques, hydroacoustiques et microsismiques pouvant s'étendre sur plusieurs mois ont été étudiées dans l'océan Arctique. Au niveau de la dorsale de Gakkel un essaim (252 événements télésismiques, $3.2<m_b<5.8$ dont 21 mécanismes au foyer) avec une migration latérale de dike (0.002 m/s, table 1.1 ; Müller and Jokat, 2000;

Tolstoy et al., 2001) a été détecté ; puis quelques années plus tard, une possible éruption volcanique de cette dorsale a généré un fort épisode magmatique (200 événements microsismiques en quelques jours, Schlindwein et al., 2005). Un essaim magmatique a également été étudié au niveau de la dorsale Mohns sans preuve de migration horizontale ($\sim$ 20 téléséismes 2.9<m_b<4.1 et plus de 1000 événements hydroacoustiques en seulement un jour, Blackman et al., 2000). Dans l'océan Indien, des essaims télésismiques de plus de 100 événements sur quelques jours ont été mis en évidence (Läderach et al., 2012; Schlindwein, 2012).

D'après Tolstoy et al. (2001), une loi en puissance négative pourrait exister entre les paramètres taille, fréquence des essaims magmatiques et le taux d'expansion. La fréquence des manifestations magmatiques diffèrent selon les dorsales. Les dorsales à taux plus lents auraient des essaims moins fréquents mais compensés par des épisodes avec un nombre plus important d'événements. La lithosphère plus froide, cassante et épaisse des dorsales à taux plus lents, nécessite des contraintes plus élevées pour que les intrusions magmatiques puissent se mettre en place dans la croûte océanique (Tolstoy et al., 2001; Läderach et al., 2012). Ainsi, la différence majeure entre les différents types de dorsales, outre la fréquence des essaims, provient de la possibilité de détecter des épisodes magmatiques avec les réseaux terrestres pour les dorsales lentes à ultra-lentes (Läderach et al., 2012; Schlindwein, 2012).

TABLE 1.1 – Exemple d'épisodes d'intrusion de dikes et migration, inspiré de Dziak et al. (2007). L'astérisque indique les expériences non-hydroacoustiques.
Example of diking episodes and migration, inspired from Dziak et al. (2007). The star indicates the non-hydroacoustic experiments

Name Reference	Date Location (lat./long.)	Duration (day)	Nb. events AUHs/ISC	Duration of migration (h)	Length of migration (km)	Migration rate (m/s)
Intermediate Spreading Ridge						
Juan de Fuca (JdF) CoAxial seg. Fox et al. (1995); Dziak et al. (1995)	26/06/1993 46°30′N/129°40′W	24	676/0	55.5	6	0.3
Gorda Ridge (GoR) / North Fox and Dziak (1998)	26/02/1996 42°40′N/126°48′W	34	293/4	15.2	30	0.55
JdF/Axial Volcano Dziak and Fox (1999)	25/01/1998 45°55′N/130°W	11	1037/3	60.4	50	0.38
JdF/Endeavor seg. Bohnenstiehl et al. (2004)	8/07/1999 47°50′N/129°15′W	5	495/6	12	12	0.28
GoR/Jackson seg. Fox et al. (2001a)	3/04/2001 42°15′N/127°05′W	12	411/18	12	5	0.11
JdF/Middle Valley Davis et al. (2004)	6/09/2001 48°40′N/128°40′W	25	1750/12	156	30	0.05
JdF/Axial Volcano* Wilcock et al. (2016)	24/04/2015	/31		9		0.55
South-East Indian Ridge Tsang-Hin-Sun et al. (2016)	1/07/2012 29°42′S/74°48′E	46	184/18	30-40	< 10	0.05
Ultra-slow Spreading Ridge *						
Gakkel Ridge Müller and Jokat (2000); Tolstoy et al. (2001)	01/1999 86°N/85°E	3 mois	/200	4800	40	0.002
Krafla rift / Islande *						
Krafla Volcano Einarsson and Brandsdóttir (1978)	10/07/1978 65°30′N/17°W	3	354 events	9	30	0.4-0.5
Afar Rift / Ethiopia *						
Dabbahu-Manda Hararo seg./14 dikes Belachew et al. (2011)	2005-2009	1-5	until $\sim$ 360 events	4-44	10-23	0.16-0.75

Les différentes études de microsismicité (hydrophones et OBS) et télésismicité (réseau terrestre) des dorsales océaniques mettent en avant des caractéristiques propres aux épisodes magmatiques. Bien que ces paramètres évoluent selon le type de dorsale considéré, certains critères semblent perdurer (Bohnenstiehl and Dziak, 2009), avec de manière générale : une distribution homogène en magnitude de la sismicité, *i.e.* l'absence de choc principal ; une période d'activité intense concentrée en quelques jours ; une durée totale pouvant s'étendre à plusieurs semaines ; une migration des événements sismiques lors de l'intrusion latérale de dikes (Fig. 1.15, table 1.1) ; la présence d'une bande continue de fréquence (3-30 Hz, Fig. 1.15).

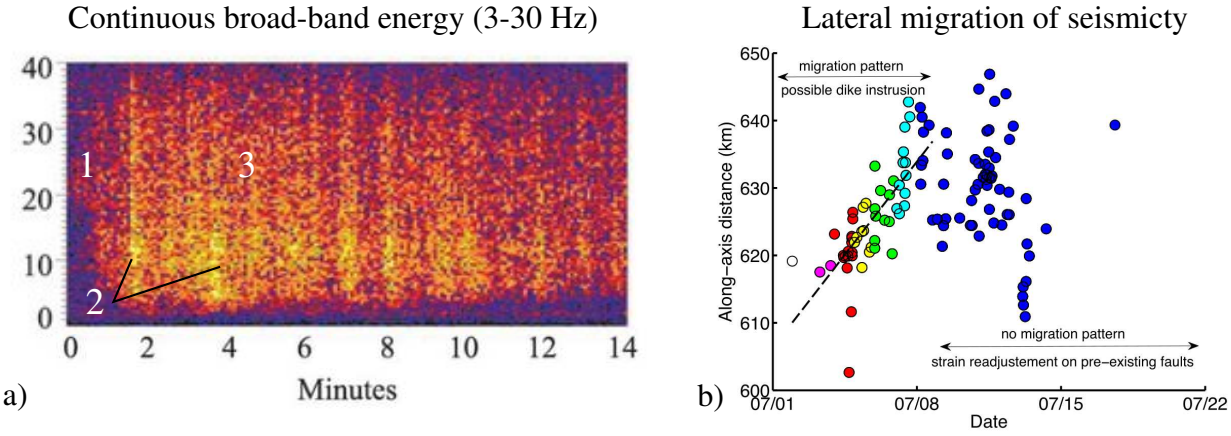


FIGURE 1.15 – Exemple d'indicateurs d'une intrusion de dikes. a) Bande de fréquence accompagnant l'essaim de Lucky Strike de mars 2001, DMA (1 : bruit ambiant 69.8 dB, 2 : signal d'un séisme, 3 : augmentation du bruit ambiant 99 dB), d'après Dziak et al. (2004b). b) Migration de l'activité sismique lors de l'essaim de Juillet 2012, SEIR, d'après Tsang-Hin-Sun et al. (2016).
Example of dike intrusion indicators. a) Continuous broad-band energy accompanying the Lucky Strike swarm of March 2001, MAR (1 : ambiant noise 69.8 dB, 2 : earthquake signal, 3 : increase of the ambiant noise 99 dB), after Dziak et al. (2004b). b) Migration of the seismic activity during the July 2012 swarm, SEIR, after Tsang-Hin-Sun et al. (2016).

La mise en place d'un dike génère des contraintes sur les roches environnantes : sa propagation dans la croûte et la formation de petites fissures/craquements à proximité de la tête du dike, produisent des séismes (Bohnenstiehl and Dziak, 2009), d'une magnitude indétectable par les réseaux terrestres (Rubin and Gillard, 1998). L'analyse de ces événements de faible magnitude permet ainsi de mettre en évidence le déplacement du dike. Les événements de plus forte magnitude, détectables par ces réseaux, sont issus de la réactivation de failles pré-existantes dans une zone localisée au dessus du dike (Fig. 1.16, Rubin et al., 1998) et ne correspondent pas forcément à une séquence tectonique de type choc principal/répliques (Dziak et al., 2004b; Läderach et al., 2012; Schlindwein, 2012). La propagation latérale d'un dike engendre le glissement de failles à l'avant de celui-ci et la formation de grabben au-dessus de celui-ci (Rubin, 1992; Rubin and Gillard, 1998). La rupture de ces failles pré-existantes n'est pas forcément synchrone au passage du dike, ainsi l'analyse des événements de fortes magnitudes ne permet généralement pas de suivre le déplacement du dike dans la croûte océanique (Schlindwein, 2012).

Les propriétés de la lithosphère et du manteau asthénosphérique contrôlent également l'activité sismique. La sismicité associée à la mise en place d'un dike dépend du régime thermique associée aux roches environnantes (Grandin et al., 2011). Dans des environnements plus chauds où les roches sont moins proches d'un comportement cassant, les contraintes induites par l'intrusion magmatique peuvent être accommodées par exemple par glissement asismique ou déformation ductile (Grandin et al., 2011). Les dorsales à taux plus rapides reflètent ce faible taux de sismicité et l'épaisseur de la couche cassante ne permet généralement pas de générer des séismes de magnitudes similaires aux forts événements des dorsales lentes (Läderach et al., 2012). Dans le cas des dorsales lentes et ultra-lentes, le grand nombre de téléséismes associés aux épisodes magmatiques est donc relié à l'activation des failles pré-existantes (Dziak et al., 2004b; Läderach et al., 2012; Schlindwein, 2012) et sont des essaims définis comme volcano-tectoniques.

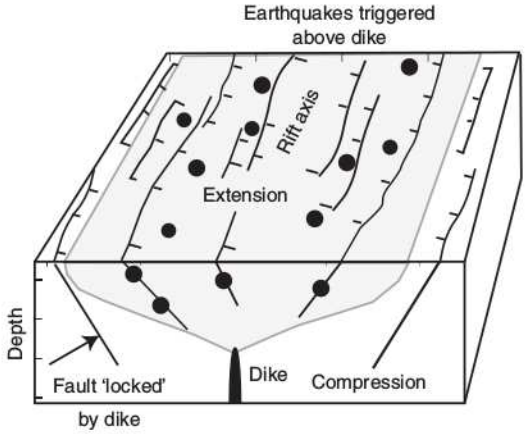


FIGURE 1.16 – Schéma montrant les contraintes induites par la propagation verticale d'un dike (compression = blanc, extension = gris). La sismicité déclenchée (cercle noir) ne s'étend pas au delà de la zone d'extension. La largeur de cette région est fonction de la profondeur de la tête du dike. D'après Bohnenstiehl and Dziak (2009).
Sketch showing stress caused by a vertically dike propagating dike (compression = white, extension = gris). The seismicty triggered (black dot) is inhibited outside the extensional region. The width of this region is related to the depth of the top of the dike. After Bohnenstiehl and Dziak (2009).

Différents scénarios peuvent expliquer l'initiation d'un dike. Lors de l'épisode de rifting du Krafla volcano entre 1975 et 1984, les intrusions magmatiques résultent d'une surpression de la chambre magmatique (Einarsson and Brandsdóttir, 1978; Buck et al., 2006). La propagation des dikes induit par la suite l'ouverture de fissures, le glissement de failles et la formation de grabbens (Einarsson and Brandsdóttir, 1978; Björnsson, 1985). Dans d'autres cas, l'activité tectonique déclenche l'intrusion de dikes. Durant l'épisode de rifting qui eut lieu en Tanzanie entre juillet et août 2007, un mouvement asismique sur une faille normale serait à l'origine de l'activation de la chambre magmatique (Calais et al., 2008).

1.5 Sismicité de la dorsale médio-Atlantique

1.5.1 Schéma de répartition

De nombreux instruments ont été déployés le long de la DMA, fournissant dans le cas des réseaux d'hydrophones, de grandes séries temporelles et donc des informations sur la distribution spatio-temporelle. Pour leur part, les OBS ont mis en évidence des mécanismes de très faibles magnitudes (M < 0) tels que des mécanismes issues de l'hydrothermalisme, du magmatisme, et des failles de détachements (*e.g.* Toomey et al., 1988; Kong et al., 1992; Wolfe et al., 1995; Barclay et al., 2001; Sohn et al., 2007; Crawford et al., 2013). Toutes ces études montrent que la distribution de la sismicité dépend des variations du régime thermique le long de la DMA, à l'échelle du segment, et à plus grande échelle avec l'effet du point chaud des Açores (Smith et al., 2002; Goslin et al., 2012).

A grande échelle

La majorité des événements hydroacoustiques (88%) sont localisés au niveau de la vallée axiale dans les 20 km de l'axe de la DMA (Smith et al., 2003; Simao et al., 2010) dans la limite du seuil de détection des hydrophones. Cette limite suggère que l'activité des failles est confinée dans les 20 km de part et d'autre de l'axe, bien qu'on puisse trouver des événements jusqu'à 40 km de l'axe (Smith et al., 2003; Simao et al., 2010; Goslin et al., 2012), et est ainsi en accord avec le développement des failles. Une activité magmatique à 50 km de l'axe de la dorsale a déjà été observée au nord des Açores (Goslin et al., 2012).

Le caractère le plus marquant de la DMA est le schéma mis en évidence par Smith et al. (2002, 2003), qui révèle une alternance de zones actives/inactives (*stripes/gaps*), *i.e.* montrant une proportion d'événements hydroacoustiques importante ou quasi-nulle, entre 15° et 35°N. Un tel schéma ressort également des données télésimiques, il est toutefois moins bien défini à cause du plus faible nombre d'événements. Ainsi, les similitudes entre ces deux types de données suggèrent que ce schéma perdure sur de grandes périodes de temps, plusieurs décennies (Smith et al., 2003). La zone nord des Açores, entre 40° et 52°N semble également sujette à ce schéma de distribution reflétant l'alternance de bandes de sismicité (Simao et al., 2010). Par la suite, ces deux types de zones ont été rattachées au type de failles et au mode d'accrétion. Ainsi, les zones actives sont définies par un mode d'accrétion asymétrique tandis que les zones inactives reflètent un mode d'accrétion symétrique (Smith et al., 2006; Escartín et al., 2008). Plus récemment, Olive and Escartín (2016) ont remarqué que la plus forte sismicité des secteurs est associée à un mode asymétrique et qu'elle provient en grande partie de la sismicité de fond et non d'un plus grand nombre d'événements rattachés à des séquences tectoniques.

Les interactions entre le point chaud et la dorsale peuvent s'observer selon la répartition de l'activité sismique le long de l'axe. A la suite de l'expérience hydroacoustique SIRENA au nord des Açores, Goslin et al. (2012) ont analysé le nombre d'événements issus du catalogue total et

celui du catalogue déclusterisé (*i.e.* sans les séquence sismiques générées par des épisodes d'accrétion ; Fig. 1.17). Les événements issus du régime sismique de fond (catalogue déclusterisé) sont ainsi isolés et reflètent la tendance générale de la sismicité. La figure 1.17 met en évidence deux tendances dans les courbes de sismicité : (1) une augmentation du nombre d'événements avec la latitude et l'éloignement du point chaud des Açores (2) un changement dans le nombre d'événements cumulés qui double quasiment à 43°N avec une tendance quasi constante par la suite (Goslin et al., 2012). Ces résultats attestent d'une diminution de la sismicité induite par l'influence du point chaud sur le régime thermique de la croûte et du manteau supérieur. Les courbes de la bathymétrie inversée et de l'anomalie de Bouguer réduite au manteau résiduelle (RMBA, elle reflète l'épaisseur de la croûte, *i.e.* la composante grande longueur d'onde qui est induite par le refroidissement de la lithosphère est soustraite à la MBA) suivent des tendances similaires à la sismicité (Fig. 1.17). Ces courbes sont croissantes dans un premier temps jusqu'à la limite ∼43°N, puis se stabilise autour d'un niveau presque constant (Fig. 1.17 ; Goslin et al., 2012). C'est ainsi qu'au nord des Açores une limite d'influence du point chaud a été proposée à 43°30N par Goslin et al. (2012), à proximité de la zone de relais définie par Goslin et al. (1998); Maia et al. (2007).

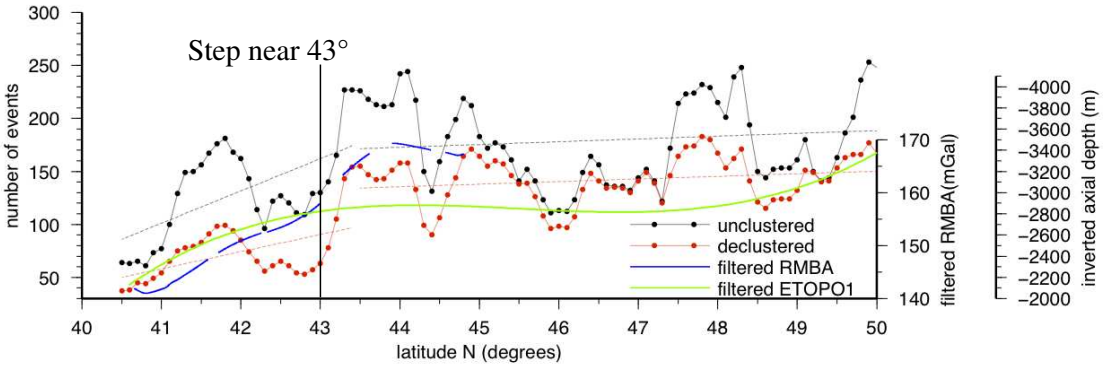


FIGURE 1.17 – Distribution le long de l'axe du nombre d'événements détectés par le réseau SIRENA. Les autres courbes montrent la bathymétrie (vert), et l'anomalie de Bouguer résiduelle réduite au manteau (RMBA, reflète l'épaisseur crustale, bleu). Concordance avec la limite nord du point chaud des Açores localisé dans la zone de relais ∼ 43°40′N. D'après Goslin et al. (2012).
Distribution along the axis of the number of events (black curve = all the events, red curve = without seismic sequences) detected by the SIRENA array. Other curves show the bathymetry (green), and the residual mantle Bouguer anomaly (RMBA, reflects crustal thickness, blue). Coincident with the northern most limit of the Azores hot sport in the relay zone ∼ 43°40′N. After Goslin et al. (2012).

L'intégration de données temporelles plus longues a permis à Simao (2009) une meilleure compréhension de la distribution de la sismicité le long de l'axe, entre 35°N et 52°N. En effet, il obtient une bonne corrélation entre le taux de sismicité et la MBA sur toute cette section de la DMA Nord, excepté entre ∼ 200 km au sud des Açores et la faille transformante Oceanographer, reliant cette différence à la forte obliquité de cette zone. Il suggère aussi que le faible taux de sismicité observé entre le point triple des Açores et ∼200 km au sud, refléterait la limite sud

d'influence du point chaud (Simao et al., 2010).

A l'échelle du segment

Les études de microsismicité conduites au sein de différents segments de la DMA Nord montrent une distribution de la sismicité dominante en fin de segment (Kong et al., 1992; Wolfe et al., 1995; Barclay et al., 2001; Sohn et al., 2007). Cette observation est liée également à la profondeur de la zone sismogénique, traduisant la limite fragile-ductile correspondant à un isotherme, qui s'approfondit vers les extrémités (Kong et al., 1992).

A l'échelle des segments, Smith et al. (2002, 2003) n'ont pu définir de relation avec le ΔMBA propre à chaque segment. La sismicité au niveau des segments de la ride peut être générée par différents processus tels que l'extension tectonique par faille normale ou détachement, les mouvements de magma dans la croûte ou encore le refroidissement de la croûte suite à un épisode volcanique. Chaque segment a sa propre dynamique du niveau d'activité sismique contrôlée principalement par l'épaisseur de la lithosphère. Le long de l'axe, la distribution d'activité sismique révèle ainsi une bonne corrélation entre la structure thermique de la lithosphère et le taux de sismicité (Smith et al., 2002, 2003). En effet, les segments avec une bathymétrie plus élevée et un fort ΔMBA, *i.e.* croûte épaisse et lithosphère fine, ont peu de sismicité en leur centre. Cette dernière se concentre au niveau de leurs extrémités qui sont dans un régime thermique plus froid. Les segments dits froids dans la classification de Thibaud et al. (1998), présentent une activité sismique plus importante, répartie sur la longueur du segment, et principalement d'origine tectonique (Smith et al., 2003; Simao et al., 2010; Goslin et al., 2012). Ces observations sont valables sur toutes la section de la DMA Nord.

L'analyse de la sismicité réalisée par Simao (2009) a mis en évidence que les segments présentant les plus fortes activités sismiques ont une morphologie similaire, avec une vallée axiale profonde et large. Ces segments sont associés aux sections avec un mode d'accrétion asymétrique (Escartín et al., 2008). Inversement, les segments caractérisés par une vallée axiale étroite et peu profonde sont représentatifs des sections avec un mode d'accrétion symétrique et une sismicité plus faible (Simao, 2009; Escartín et al., 2008).

1.5.2 Crises sismiques & processus associés

Le déploiement de réseaux d'hydrophones depuis 1999 a permis de recueillir de nombreux enregistrements (Figs. 1.18-1.19) et d'analyser de ce fait les séquences sismiques ayant été générées durant le mouillage de ces instruments.

Les premières séquences hydroacoustiques (Fig. 1.18) mises en évidence ont été associées à des processus tectoniques, sur une période d'$\sim$12 jours (Bohnenstiehl et al., 2002). Les événements des deux crises sont localisés dans la vallée axiale et sur le murs ouest de chaque segment (Fig. 1.18). La crise d'avril 1999 compte plus de 150 événements hydroacoustiques, un événement de forte magnitude associé à un tenseur des moments (M_w=5.9) et 2 téléséismes supplémentaires, tandis que la crise de février 2000 est associée à $\sim$50 événements hydroa-

coustiques, un événement de forte magnitude associé également à un tenseur des moments (M_w=5.6) et 3 téléséismes supplémentaires. Toutes deux présentent une distribution temporelle de type choc principal-réplique et suivent une MOL (Bohnenstiehl et al., 2002). Le paramètre p issu de cette loi de décroissance reflète la vitesse décroissance des événements avec le temps à la suite d'un choc principal. Il est d'∼1.7 pour la crise d'avril 1999 et d'∼2.2 pour celle de février 2000 (Bohnenstiehl et al., 2002).

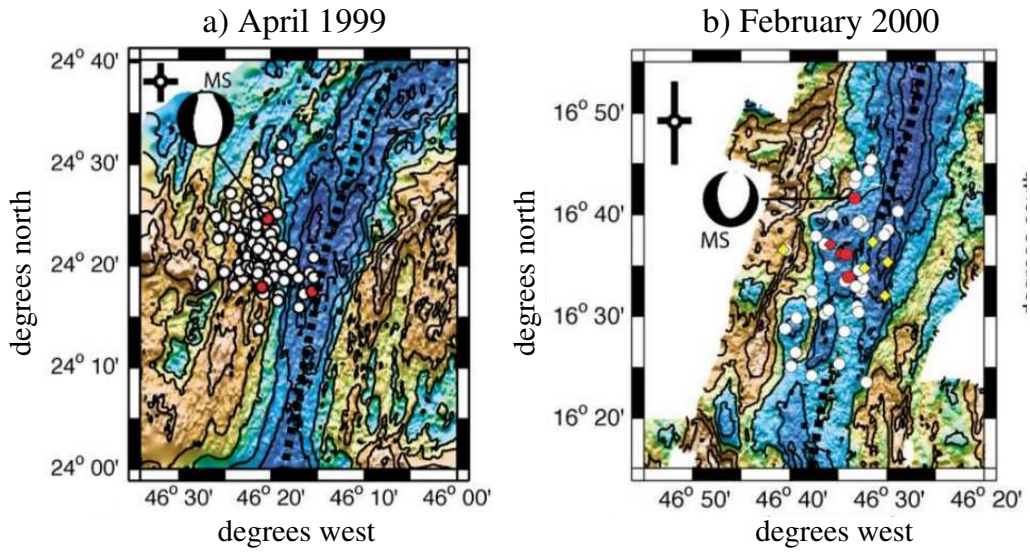


FIGURE 1.18 – Localisation des événements de deux séquences de la DMA Nord. Les événements hydroacoustiques (cercle blanc) détectés également par les stations terrestres (cercle rouge) sont indiqués. La représentation du tenseur des moments est reliée à l'événement hydroacoustique. D'après (Bohnenstiehl et al., 2002).
Location of the events of two clusters of the northern DMA. The hydroacoustic events (white circle) detected by the land-based stations (red circle) are indicated. The Harvard centroid-moment tensor solution is linked to the corresponding hydroacoustic event. After Bohnenstiehl et al. (2002).

Par la suite, avec l'accès à des données sur plusieurs années, Simao et al. (2010) ont analysé des séquences sismiques comprises en majorité entre 15°N et 35°N (Fig. 1.19). Au total, 13 séquences ont été analysées par Simao et al. (2010) dont 5 correspondent à un glissement le long d'une faille de détachement (segment avec un mode asymétrique), 3 à un glissement le long d'une faille normale (segment avec un mode symétrique), et 5 sont indéterminées. Parmi ces séquences se trouvent les deux crises étudiées par Bohnenstiehl et al. (2002). Il associe ainsi la crise de février 2000 à un fonctionnement de détachement, d'où la forte valeur de p obtenue. De plus, l'essaim de Lucky Strike de mars 2001 fait partie des séquences indéterminées et sera donc défini comme crise magmatique majeure par Dziak et al. (2004b).

Les 13 séquences comportent entre 40 à 200 événements hydroacoustiques, et entre 0 à 6 événements télésismiques. La majorité des événements sont générés en moyenne en 4 jours pour les crises associées à un mode d'accrétion symétrique avec le jeu d'une faille normale. Les crises résultantes d'un mécanisme de faille de détachement et donc d'accrétion asymétrique, ont leur activité principale concentrée en moyenne en 1 jour. Toutes les séquences dont le mé-

canisme a pu être déterminé par Simao et al. (2010) sont décrites comme d'origine tectonique, et localisées sur des segments froids, dans la vallée axiale ou jusqu'à 30 km de l'axe (Fig. 1.20a). Ainsi, toutes ces séquences sont en accord avec une MOL (Fig. 1.20c). Il s'avère qu'une forte valeur de $p > 2$, supérieure à la moyenne $\sim$1.1, a été obtenue systématiquement pour les séquences associées à l'activité d'une faille de détachement (Fig. 1.20). A l'inverse, les valeurs de p les plus petites, proches de la moyenne, sont corrélées avec l'activité de failles normales (Fig. 1.20). Ainsi, le paramètre p pourrait être contrôlé principalement par le type de faille (Simao, 2009) et non par le régime thermique crustale (Bohnenstiehl et al., 2002; Klein et al., 2006). Il serait donc un indicateur du mode d'accrétion à l'origine des séquences (Fig. 1.20). La présence de roches altérées (serpentinite, talc) favoriserait la décroissance rapide des séquences tectoniques reflétant l'activité d'une faille de détachement.

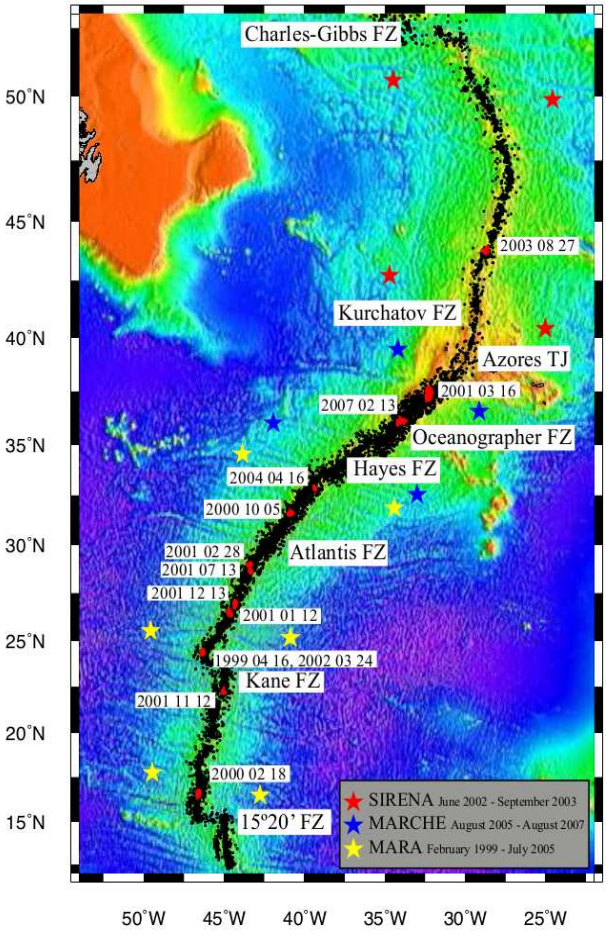


FIGURE 1.19 – Carte de la sismicité hydroacoustique (cercle noir) et des séquences sismiques identifiées le long de la DMA Nord. Les différents réseaux d'hydrophones (étoile de couleur) sont indiqués. D'après Simao et al. (2010).
Map of the hydroacoustic seismicity (black circle) and identified seismic sequences along the northern DMA. The different hydrophones arrays (colored star) are indicated. After Simao et al. (2010).

Au nord des Açores, Goslin et al. (2012) ont décrit 15 séquences générées le long de la DMA dont 10 liées à des épisodes magmatiques. Ces dernières sont localisées généralement

en centre de segment et sont ainsi en accord avec les valeurs de MBA négatives caractéristiques des centres de segments. Les 5 crises reflétant des processus tectoniques sont situées en extrémités de segment et sont corrélées avec des valeurs de MBA positives. Ces crises comprennent entre 15 à 50 événements et jusqu'à 2 téléséismes. La durée de l'activité sismique principale est similaire entre les crises tectoniques générées au sud et au nord des Açores. Les crises magmatiques produisent la majorité de leurs événements en moins de 2 jours.

Contrairement à la zone sud des Açores, aucun mode d'accrétion n'a été défini pour cette portion de dorsale.

A ce jour, 28 séquences hydroacoustiques ont donc été détectées et analysées le long de la DMA Nord. Elles témoignent de processus d'accrétion variés, et mettent en évidence la difficulté rencontrée lors de l'étude de certaines séquences pour définir le mécanisme à l'origine de l'activité sismique.

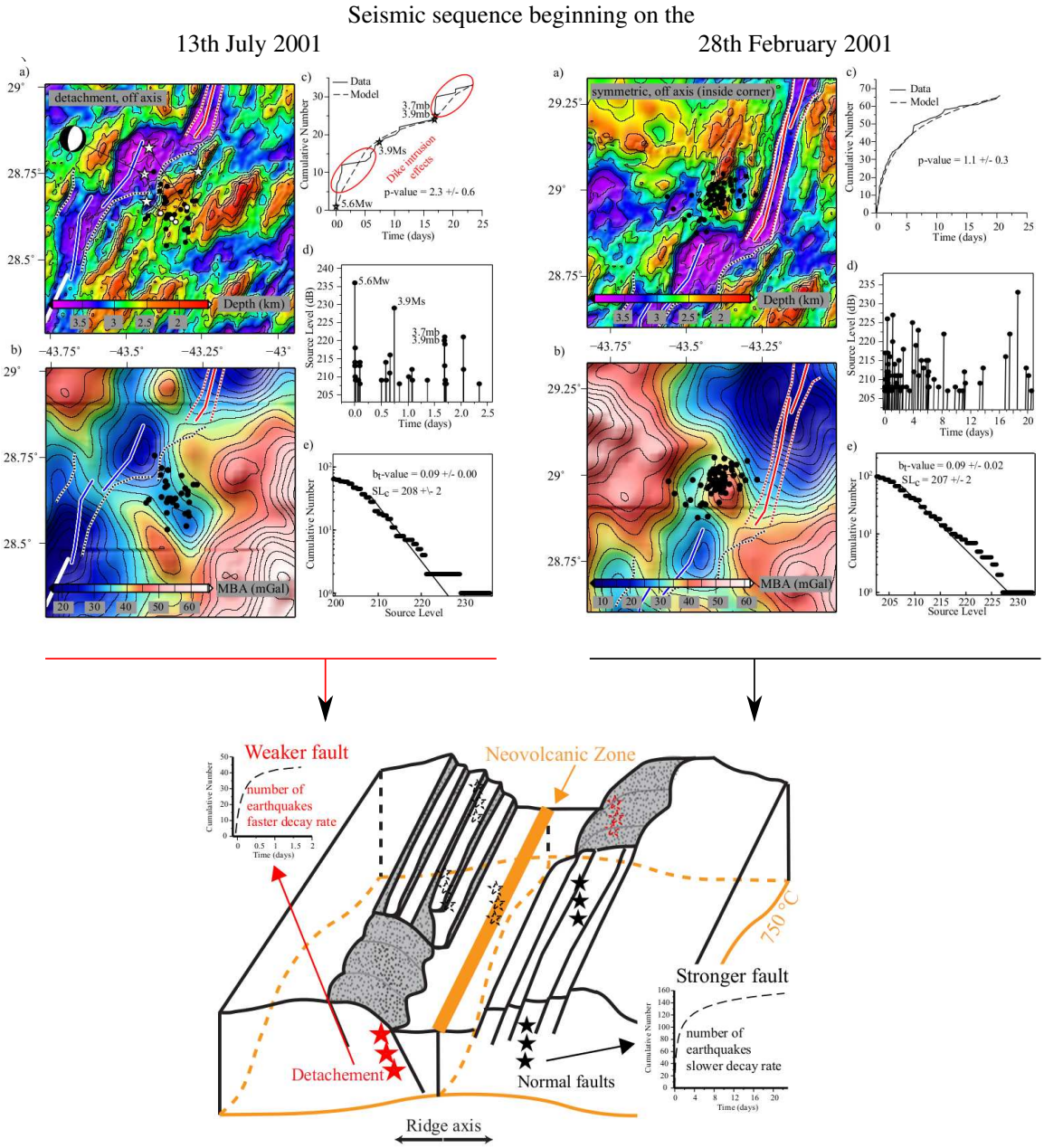


FIGURE 1.20 – Analyse de séquence sismique le long de la DMA Nord, d'après Simao et al. (2010). (Haut) a) Séquence sismique, événements hydroacoustiques (cercle noir), télésismiques (étoile blanche), et les segments (bleu pour un mode d'accrétion asymétrique, rouge pour un mode symétrique) sont indiqués. b) Carte de la MBA. c) Loi d'Omori Modifiée avec la valeur de p obtenue. d) Distribution temporelle en fonction du *Source Level* (magnitude acoustique). e) Distribution magnitude-fréquence avec le seuil de complétude SL_c de la séquence. (Bas) Schéma d'un segment montrant le type de failles, et la relation entre leur résistance et le taux de décroissance des séquences sismiques (étoile).
Seismic sequence analysis along the northern DMA, after Simao et al. (2010). (Top) a) Seismic sequence, hydroacoustic (black circle), land based events (white star), and segments (blue for asymmetric accretion, red for symmetric one) are indicated. b) MBA map c) Modified Omori Law fit with the obtained $p-value$. d) Time vs Source Level (acoustic magnitude) . e) Size-frequency distribution with the Source Level of completness SL_c of the sequence. (Bottom) Scheme of segment showing the generic modes of faulting, and relation between fault strength and rate decay of seismic sequences (star).

Problématique

Ce travail de thèse prend en compte l'acquisition de nouvelles séries d'observations temporelles entre 32°N et 40°N, étendant le catalogue au Sud des Açores à 7.1 ans de données avec le traitement et l'analyse de 3.7 ans d'enregistrements supplémentaires. Les travaux réalisés lors de cette thèse s'inscrivent dans la continuité des études globales déjà réalisées portant sur la compréhension de la sismicité et des processus d'accrétion le long de la DMA Nord. Comme évoqué dans l'introduction, la problématique principale est la suivante : **Quel est l'apport de séries temporelles hydroacoustiques et télésismiques à l'étude de la sismicité de la DMA Nord ?**

Cette problématique inclut différents aspects de l'activité sismique le long de la DMA Nord entre 15°N et 55°N à différentes échelles (axe, supersegment, segment). En effet, l'accès à des catalogues de sismicité reflétant une grande étendue spatiale et temporelle permet de soulever les questions suivantes :
* Les différentes sections de la DMA Nord sont-elles définies par la même répartition spatiale de la sismicité ?
* Comment évolue le taux de sismicité par supersegment et par segment ?
* Quels facteurs peuvent influer sur le taux de sismicité ?

Des études plus locales sont également nécessaires pour une meilleure compréhension des processus d'accrétion à l'origine de crises sismiques. L'identification de ces crises et leur étude permettront de répondre en partie aux questions suivantes :
* Quels sont les types de processus d'accrétion pouvant être définis à partir des catalogues de sismicité en fonction de leur magnitude de complétude ?
* Peut-on définir des caractéristiques communes à ces processus d'accrétion ?
* Y a-t-il une distribution et/ou une récurrence particulières dans ces processus le long de l'axe permettant de distinguer des zones contrôlées majoritairement par un type de mécanismes ?

Ces questions seront développées dans les chapitres qui suivent.

Chapitre 2

Un océan de sons : l'apport de l'hydroacoustique

Sommaire

2.1 Le paysage sonore océanique 55
2.2 Généralités sur les ondes sonores océaniques 59
2.3 Le cas particulier des ondes T 62
2.4 Surveillance hydroacoustique des dorsales 71
2.4.1 Des réseaux sismologiques terrestres à l'hydroacoustique 71
2.4.2 L'Atlantique nord sur écoute 74
2.5 Catalogue hydroacoustique & méthode d'analyse 79
2.5.1 Localisation des séismes : logiciel *SEAS* 79
2.5.2 Champ d'incertitude 81
2.5.3 Estimation de l'énergie de la source & seuil de détection 89
2.5.4 Analyse des crises sismiques 90
2.5.5 Répartition axiale de la sismicité 95

Summary

This chapter is dedicated to the hydroacoustic monitoring and its efficiency to detect the low seismicity of the MOR system. The notion of ocean soundscape is first introduced. Thereafter, some general points are developed on the acoustic waves, and more specifically on the underwater acoustic T-waves. The T-waves (or Tertiary waves) are generated by earthquakes. They originate from the conversion of seismic waves to low-frequency acoustic waves (<40 Hz) at the ocean's crust/sea water interface. These acoustic waves can propagate in the water-column over very large distances ($\geq$1000 km) once they become trapped in the Sound Fixing and Ranging (SOFAR) channel. The T-waves issue is approached by describing on the one hand the possible generation processes and, on the other hand, the information provided by the seismic source.

The development of passive acoustic monitoring of the MOR lead to different hydroacoustic experiments allowing the study of low magnitude undersea earthquakes. Since 1999 in the northern Atlantic Ocean, several hydroacoustic experiments (South Azores, SIRENA, MARCHEs and HYDROMOMARs) have been realised, supplying long term records. In total, 10 hydrophones arrays have been deployed with various number of instruments and various array geometry, which explains the changes in the error fields of earthquakes localisation (latitude, longitude, origin time).

Different steps are required to obtain a catalogue of seismicity from the hydroacoustic records. The hydrophone array data are routinely analysed for T-wave earthquake arrivals by visual scans of the spectrograms. Various analysis methods of the seismicity catalogue are presented. The deduction of the Source Level of completeness allows to define the Source Level (acoustic magnitude) for which the catalogue is considered as complete, meaning that all the events with a magnitude higher than this threshold are recorded. The seismicity analysis can focused on the study of the broad wavelength pattern, but also on the local seafloor spreading processes generating seismic crises. The seismic crises are identified by a cluster analysis on the catalogue. The seismic activity of these sequences can be triggered by tectonic or magmatic processes. A tectonic seismic crisis reflects generally a decrease in the Source Level of the events associated to a mainshock-aftershock pattern. These types of sequences can satisfy a Modified Omori Law. A magmatic seismic crisis shows a uniform Source Level distribution of the events.

When the events linked to seismic crises are removed from the catalogue of seismicity, the declustered catalogue is obtained. It corresponds to the background seismicity which reflects the general trend of the seismicity along the ridge axis.

Ce chapitre introduit tout d'abord la notion de bruit ambiant dans l'océan, puis définit les caractéristiques des ondes sonores océaniques. La problématique des ondes T est abordée par la suite, en traitant de leur mécanisme de génération et des informations qu'elles procurent sur la source sismique. Enfin, l'apport des données hydroacoustiques dans l'étude des dorsales océaniques de par l'essor des déploiements de réseaux d'hydrophones est présenté. Pour finir, l'élaboration des catalogues hydroacoustiques ainsi que la méthodologie qui s'ensuit, sont expliquées.

2.1 Le paysage sonore océanique : description sommaire & histoire brève de son exploitation

Sous l'océan, des bruits de toutes sortes se manifestent. Présents dans toute la colonne d'eau, les sons émis par des sources d'origines diverses façonnent le paysage acoustique océanique (*soundscape*, Fig. 2.1). Selon leur origine, on les regroupe communément en trois familles (Pijanowski et al., 2011, Fig. 2.2) :

- **La géophonie :** sons naturels d'origine non-biologique comme les phénomènes géologiques (*e.g.* séismes, éruptions sous-marines) ou climatiques (*e.g.* vent, pluie, bruit de la glace).
- **La biophonie :** sons naturels d'origine biologique et qui intègrent tous les sons émis par des êtres vivants (du claquement de pinces des crustacés au chants des cétacés).
- **L'anthropophonie :** sons artificiels générés par l'activité humaine (*e.g.* trafic maritime, activités industrielles (pêche, dragage,...), activités militaires, prospections minières ou explorations scientifiques (sonars, sismique sous-marine,...).

L'acoustique passive (PAM, *Passive Acoustic Monitoring*) est un moyen de surveillance non-invasif des émissions sonores dans les océans. Son utilisation s'est considérablement développée ces dernières décennies, et permet ainsi d'évaluer la contribution des sons d'origines naturelles ou artificielles. Comme la majorité des nouvelles technologies, l'acoustique passive a tout d'abord connu son essor dans le secteur militaire. En effet, le déploiement de lignes d'écoutes subaquatiques composées d'hydrophones a contribué à la surveillance de l'activité des sous-marins ainsi qu'au repérage des explosions nucléaires (domaines des très basses fréquences, 10-100 Hz) avec les sonars passifs. A la fin de la guerre froide, la déclassification du programme de surveillance américain SOSUS (US Navy's SOund SUrveillance System) a permis l'accès aux données hydroacoustiques et a ouvert la voie à de nombreuses applications.

Ainsi, dès 1991, le PMEL-NOAA (Pacific Marine Environmental Laboratory-National Oceanic and Atmospheric Administration) lance la première campagne de surveillance de l'activité sismique des dorsales, en exploitant les données acquises dans le Pacifique (Fox et al., 1995; Fox and Dziak, 1998). C'est en 1996 que le premier réseau d'hydrophones autonomes (AUH, *Autonomous Underwater Hydrophones*) a été déployé dans l'océan Pacifique par le PMEL-NOAA

dans le but de surveiller l'activité sismique et volcanique des dorsales océaniques (*e.g.* Fox et al. (2001b); Bohnenstiehl et al. (2002)).

Depuis une vingtaine d'années, les campagnes de surveillance sismo-acoustique des dorsales océaniques se sont développées, avec la mise en place de réseaux d'hydrophones dans les océans enregistrant les sons dans les basses fréquences (< 100 Hz). Cette source inédite d'informations acoustiques s'est étendue également à d'autres domaines, tels que l'étude des conditions météorologiques (Munk et al., 1994) et des bruits de la glace (Talandier et al., 2002). L'acoustique passive est aussi très développée dans le suivi migratoire des cétacés (Stafford et al., 1998; Mellinger and Clark, 2003; Leroy et al., 2016, 2017) et a permis l'identification d'espèces inconnues ; *e.g.* la baleine "52 Hz" au chant trop aigu pour être entendue de ses congénères, jamais aperçue mais détectée dans l'océan Pacifique le long des côtes californiennes jusqu'aux îles Aléoutiennes (Watkins et al., 2004).

L'acoustique passive peut également servir de proxy pour la santé des écosystèmes marins. L'augmentation continue du niveau de bruit dans l'océan mondial depuis la révolution industrielle (McDonald et al., 2008) est décrite comme un nouveau vecteur de stress pour la faune marine [1]. En émettant dans les bandes de basses fréquences (< 100 Hz), les bruits anthropiques impactent les populations marines (Slabbekoorn et al., 2010) (*e.g.* traumatisme de l'oreille interne des cétacés (Ketten, 1995), communication masquée (Di Iorio and Clark, 2010; Nieukirk et al., 2012),...). Même au plus profond de l'océan, dans la fosse des Mariannes, où les bruits ne devraient être que d'origine naturelle, on détecte des bruits d'origine anthropique (Dziak et al., 2017)

Ainsi, la diversité des sons dans l'océan se retrouve dans les enregistrements hydroacoustiques. L'observation de leur signature spectrale permet d'identifier des signaux connus, des séismes aux vocalises de cétacés (Fig. 2.2), ou inconnus. Ces signaux sont avant toute chose des ondes acoustiques et leur étude requiert une brève introduction à la caractérisation du son.

1. Une nuisance invisible qui s'ajoute au changement climatique et à la pollution chimique des océans. A l'échelle européenne, une réglementation a été ratifiée pour rétablir un bon état écologique du milieu marin d'ici 2020 (Directive-Cadre Stratégie pour le Milieu Marin, 2008 - DCSMM, directive 2008/56/CE).

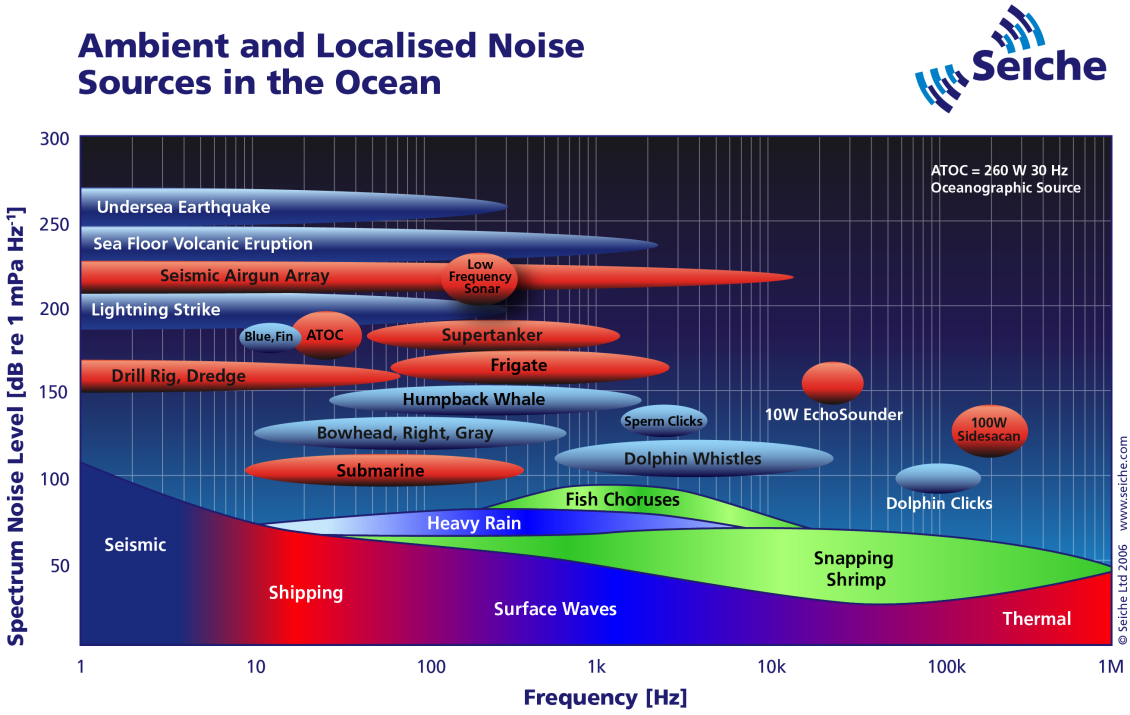


FIGURE 2.1 – Spectre sonore des différentes sources naturelles (bleu et vert) et anthropiques (rouge) du bruit ambiant océanique. D'après Coates (2001).
Acoustic spectrum of different natural (blue and green) and anthropogenic (red) sources of the oceanic ambient noise. After Coates (2001).

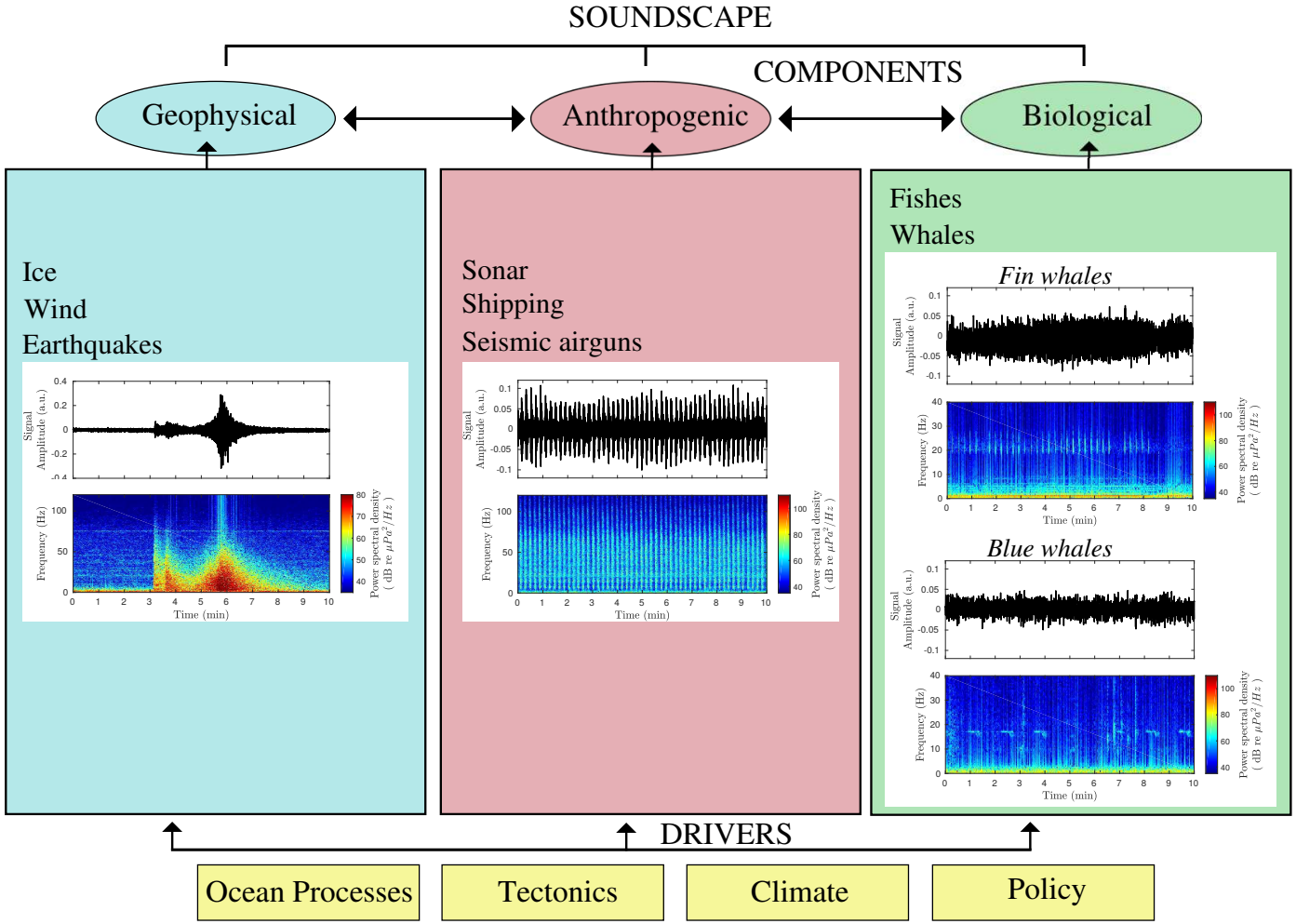


FIGURE 2.2 – Organigramme de la composition du paysage acoustique océanique, formé par 3 composantes principales (d'origine géophysique, anthropique et biologique), elles-mêmes influencées par divers facteurs. D'après Haver et al. (2017). Sonogramme et spectrogramme d'une onde T, de tirs sismiques et deux espèces de baleines issus des enregistrements hydroacoustiques de l'océan Atlantique.
Flowchart of the ocean soundscape composition, composed of three components (geophysical, anthropogenic, and biological), which are influenced by broad drivers. After Haver et al. (2017). Time series and spectrogram of a T-wave, air guns signal and two whale calls registered in the Atlantic Ocean.

2.2 Généralités sur les ondes sonores océaniques

Le son est une onde acoustique, se propageant dans les milieux matériels, et mettant en vibration les particules matérielles du milieu qu'elle traverse. Dans l'eau, les ondes acoustiques, par vibration de proche en proche des particules fluides, font voyager une variation de pression à la vitesse de 1500 m.s^{-1}, cinq fois plus grande que dans l'air, et plus petite que dans les milieux solides.
Dans le cas de l'hydroacoustique, on mesure généralement la pression acoustique (en Pa). Le décibel est l'unité de mesure communément utilisée de l'intensité du son. Le décibel traduit le rapport entre deux pressions. Le niveau de pression acoustique en un point (SPL, *Sound Pressure Level*) est corrélé au rapport entre la pression acoustique en ce point et la pression de référence (Eq. (2.1)), avec p_{ref} = 1 μPa dans l'eau et p_{ref} = 20 μPa dans l'air). Les mesures effectuées dans l'eau s'expriment donc en dB re 1 μPa.

$$SPL \;=\; 20\, log_{10}\, \frac{p}{p_{ref}} \tag{2.1}$$

Profils de vitesse des ondes sonores dans l'océan

De manière schématique, l'océan peut être apparenté à un gros volume d'eau dont les limites supérieure et inférieure sont l'interface avec l'atmosphère et le plancher océanique. A l'intérieur de ce milieu, les ondes acoustiques se propagent, se réfléchissent, se réfractent et leur vitesse de propagation diffère en fonction de la profondeur. Dans l'océan, la vitesse de propagation des ondes acoustiques dépend de 3 facteurs : la pression hydrostatique, la température et la salinité. Autrement dit, la variation d'un de ces facteurs induit une variation de la vitesse du son. La formule de Medwin and Clay (1997) exprime la vitesse de propagation des ondes acoustiques à partir de ces 3 facteurs :

$$c = 1449.2 + 4.6T - 0.055T^2 + 0.00029T^3 + (1.34 - 0.01T)(S - 35) + 0.016z \tag{2.2}$$

où c représente la célérité en m.s^{-1}, T la température en $°C$, S la salinité en ‰et z la profondeur en m.

La figure 2.3 montre la variation des 3 facteurs (pression hydrostatique, température et salinité) contrôlant la vitesse du son en fonction de la profondeur en 3 latitudes de l'océan Atlantique.

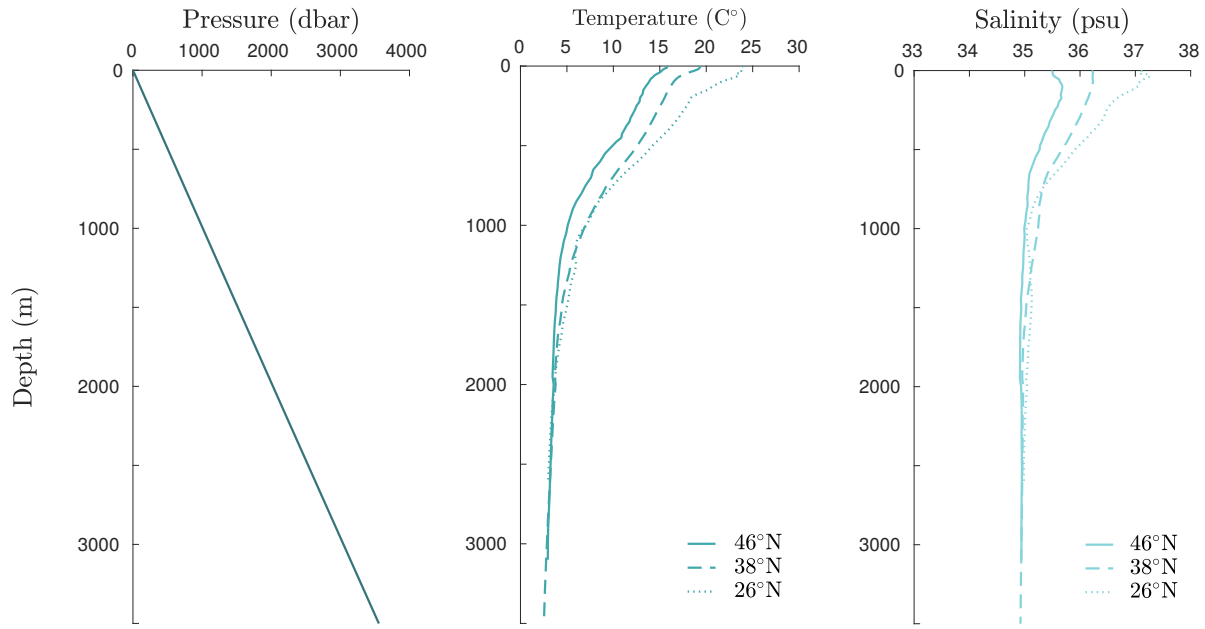


FIGURE 2.3 – Variation des 3 paramètres principaux contrôlant la vitesse du son à 3 latitudes de l'océan Atlantique.
Variation of the 3 major parameters controlling the sound speed at three latitudes of the Atlantic Ocean.

L'eau (H_2O) et un certain nombre de sels dissous (Cl^-, Na^+, $SO_4{}^{2-}$, Mg^{2+}, ...) sont les composants majeurs de l'eau océanique. Les variations de salinité océanique sont faibles, avec une salinité comprise entre 34‰ et 35‰ dans 90% des eaux. C'est le paramètre le moins influant sur la vitesse du son. La thermocline (tranche brassée ou *mixed layer*) est la couche de transition entre les eaux profondes relativement homogènes et les eaux de surface sensibles aux variations saisonnières induites par l'atmosphère sus-jacent (vent, houle, température...). Cette limite n'est ni fixe, ni permanente et est inexistante dans les régions polaires où l'océan profond est en contact direct avec l'atmosphère. Aux 3 latitudes de l'océan Atlantique, correspondant à notre zone d'étude, la température, comme la salinité, décroît le long de la colonne d'eau aux faibles profondeurs (Fig. 2.3). Ces variations sont importantes au dessus de la thermocline et négligeable au delà de cette couche. La pression est un paramètre indépendant du lieu (de la latitude) contrairement aux deux autres paramètres (Fig. 2.3). Elle augmente continuellement jusqu'au plancher océanique et devient alors le facteur contrôlant la vitesse de propagation des ondes sous la thermocline.

De cette dépendance de la vitesse du son en fonction de la profondeur, découle l'existence d'une couche de faible vitesse, qui comprend la thermocline. Identifiée dans les années 30 par Swainson (1936), elle fut ensuite baptisée canal SOFAR (*SOund Fixing And Ranging channel* ou *Deep Sound Channel*) par Ewing et al. (1946). La vitesse des ondes acoustiques sous-marines atteint son minimum généralement entre 1000 et 1500 m de profondeur aux latitudes moyennes telles que l'Atlantique nord mais varie selon les régions du globe (Fig. 2.4, courbes bleues).

La présence de cette couche de faible vitesse ou canal SOFAR, dépend principalement des conditions de température, d'où son absence aux hautes latitudes polaires (Fig. 2.4, courbes violettes). Le canal SOFAR agit comme un guide d'onde où l'énergie acoustique se concentre. Les ondes acoustiques se réfractent aux limites de ce canal, et peuvent se propager sur de très grandes distances (> 1000 km) avec une faible atténuation (Fig. 2.4b). Ces propriétés ont tout d'abord été exploitées dans le domaine militaire durant la seconde Guerre Mondiale avant d'être utilisés dans le domaine de l'exploration scientifique.

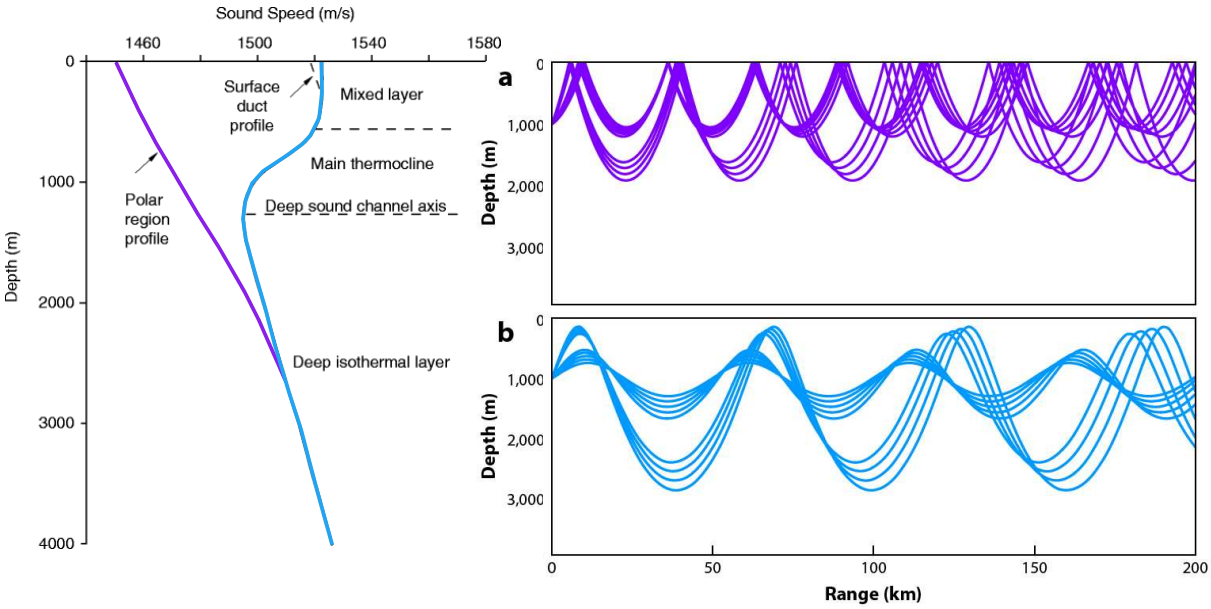


FIGURE 2.4 – Profils de vitesse pour une région polaire (sans minimum de vitesse, ligne violette) et pour une latitude moyenne (avec un minimum de vitesse, ligne bleue) - (Gauche). D'après Jensen et al. (2000). Propagation des ondes acoustiques selon le profil de vitesse d'une région polaire (a) et d'une latitude moyenne (b) - (Droite). D'après Wilcock et al. (2014). *Polar (without a sound-speed minimum, purple line) and low-latitude (with a sound-speed minimum, blue line) generic sound-speed profiles (Left). After Jensen et al. (2000). Acoustive waves propagation depending of the sound-speed profil of a polar region (a) and a low-latitude region (b) - (Right). After Wilcock et al. (2014).*

Atténuation des ondes acoustiques dans l'océan

Les ondes acoustiques sont soumises à 3 phénomènes responsables de leur atténuation durant leur propagation. On distingue ainsi, la perte par :

- **Divergence géométrique (*transmission loss*, TL) :** perte liée à l'étalement du front d'onde, lorsque l'énergie acoustique rayonne depuis sa source sonore sur des surfaces de plus en plus grandes.

  Si l'on considère un milieu homogène 3D, une source ponctuelle émet dans toutes les directions, et le front d'onde prend la forme d'une sphère. La surface de la sphère augmentant au cours de la propagation, et l'énergie se conservant localement en un point, l'intensité du signal sonore diminue proportionnellement à l'inverse du carré de la distance R séparant ce point de la source. Ainsi, la perte par divergence sphérique vaut :

$TL = 20\ logR$, avec une distance de référence de 1 m, et s'exprime en décibels (dB re 1 m).

Cependant, les limites inférieure et supérieure du canal SOFAR, comme les limites inférieure et supérieure de la couche d'eau océanique, empêchent la conservation de la forme du front d'onde sur les distances de propagation. Dès que ces distances excèdent l'épaisseur du canal SOFAR (pour une onde canalisée dans le canal SOFAR) ou l'épaisseur de la couche d'eau (pour une onde insonifiant toute la couche d'eau), le front d'onde prend une forme cylindrique. Localement, en un point, l'intensité du signal sonore diminue alors proportionnellement à l'inverse de la distance de propagation R. La perte par divergence est cylindrique, elle s'écrit alors : $TL = 10\ logR$ (dB re 1m).

- **Absorption :** perte provoquée par la dissipation d'énergie par le milieu lui-même, ici l'eau océanique, de par sa composition (due à la viscosité du milieu pour les hautes fréquences $\sim$ 1 MHz, relaxations chimiques pour les fréquences < 100kHz). Toutefois, ce phénomène d'atténuation influant pour les fréquences supérieures au kHz n'est pas pris en compte pour les fréquences inférieures à la centaine de hertz.

- **Interaction :** perte due à des interactions avec des obstacles comme les interfaces (surface et fond de la mer) ou des objets ponctuels (poissons, cthulhu...). Contrairement aux deux phénomènes précédents, cette perte ne peut être évaluée.

2.3 Le cas particulier des ondes T : définition & point sur les connaissances actuelles

Les ondes T sont des ondes sonores océaniques de basses fréquences (0 - 40 Hz), générées par la conversion des ondes sismiques, issues d'un séisme dans la croûte océanique, au passage d'une interface solide/fluide (plancher océanique)(Fig. 2.5). Elles se propagent alors dans l'océan sur de longues distances (jusqu'à plus de 1000 km) guidées par le canal SOFAR dont les propriétés (salinité, température et pression) sont telles que l'atténuation y est très faible (pas de pertes par absorption ni par réflexion sur des interfaces).

Durant la propagation de l'onde T, l'atténuation géométrique se fait tout d'abord par divergence sphérique, puis par divergence cylindrique une fois piégée dans le canal SOFAR (Fig. 2.5). La perte par divergence est représentée par la somme de ces deux termes (Eq. 2.3). Le premier terme s'applique lors de la propagation verticale de l'onde sur la distance R_1 entre la source acoustique au niveau du plancher océanique et l'axe du canal SOFAR. Le deuxième terme est du à la propagation horizontale de l'onde sur la distance R_2 entre l'entrée dans le canal SOFAR et l'arrivée au récepteur (l'hydrophone). Ces pertes sont mesurées en décibel dB re 1m, avec

R_0 la distance de référence d'1 m).

$$TL = 20\ log_{10}\ \frac{R_1}{R_0}\ +\ 10\ log_{10}\ \frac{R_2}{R_0} \tag{2.3}$$

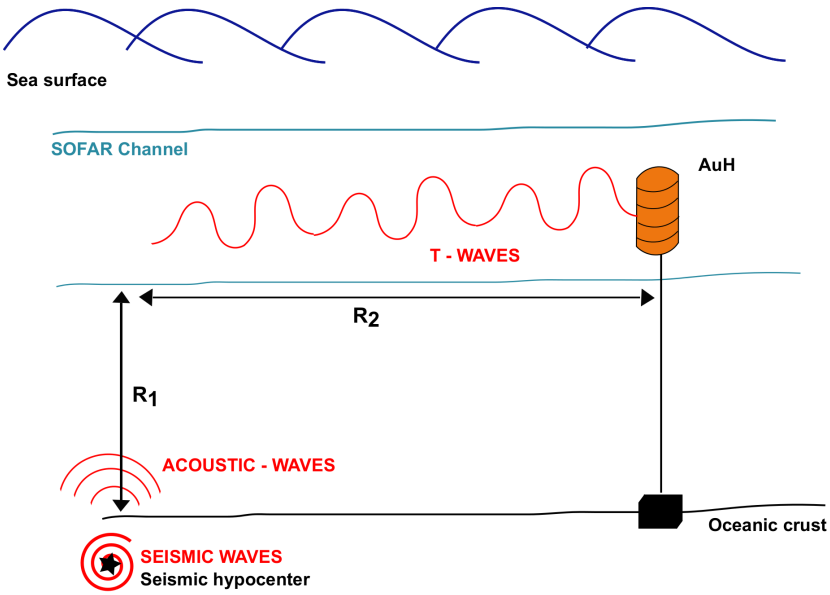


FIGURE 2.5 – Schéma de la génération et de la propagation d'une onde T.
Cartoon of the generation and propagation of a T-wave.

Occasionnellement, l'onde T peut se convertir à nouveau en onde sismique si elle rencontre une interface fluide/solide, comme le plateau continental à l'approche des côtes. Elle est alors visible sur les enregistrements de stations terrestres.

La dénomination des ondes T (*Tertiary waves*) résulte de leur position sur le sismogramme. Elles succèdent aux ondes P (pour *pressure waves* or *primary waves*) et aux ondes S (pour *shear waves* ou *secondary waves*). Les ondes T se distinguent par leur arrivée tardive, 3^{eme} position sur le sismogramme, due à leur vitesse de propagation plus faible (1500 m.s^{-1}) que celle des ondes sismiques (V_p ~4-8 km.s^{-1}, V_s ~0.4*V_p) se propageant uniquement dans le sol entre le lieu du séisme et les stations terrestres. Des travaux récents ont montré que les ondes T se propagent à une vitesse de l'ordre 1230 m.s^{-1} dans la zone de conversion sismo-acoustique, et qu'elles acquièrent la vitesse de 1500 m.s^{-1} au delà de la distance horizontale de 50 à 100 km de la source (Lecoulant et al., 2019). Elles se différencient des ondes de volume par leur forme d'onde particulière (Fig. 2.6). Cette forme en ogive peut s'étendre sur quelques minutes et montre une montée progressive de leur amplitude suivie d'une décroissance.

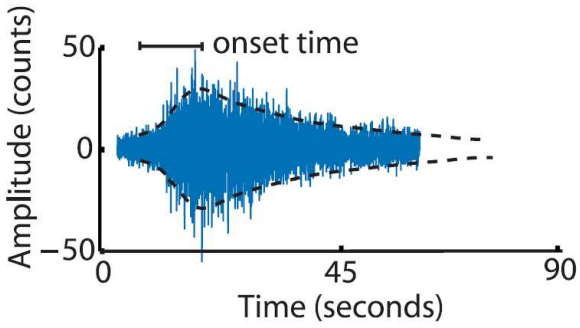


FIGURE 2.6 – Exemple d'un sonogramme d'onde T. Cette onde est composée d'une enveloppe d'énergie qui peut durer plus d'une minute. Au début, l'amplitude de l'onde T augmente sur une courte durée puis diminue lentement après avoir atteint son maximum. D'après Williams et al. (2006).
Example of a T-phase time series. The T-phase is composed of a lens or envelope of energy until few minutes in duration. The T-phase has a short onset time, and then gradually decays back after its maximum amplitude. After Williams et al. (2006).

L'utilisation d'hydrophones autonomes dans le cadre de la surveillance de l'activité sismique des dorsales a ouvert la voie à l'étude des ondes T (paramètres sources, génération, propagation) qui soulèvent encore aujourd'hui de nombreuses questions. Okal (2008) et Williams et al. (2006) exposent une description complète du phénomène des ondes T.

La première observation d'ondes T a été faite il y a un peu moins de 100 ans, en 1927, par Jaggar (1930) sur l'enregistrement d'une station sismique du HVO (Hawaï Volcano Observatory) (Fig. 2.7). Des oscillations hautes fréquences postérieures aux principales arrivées d'ondes sismiques sont observées et interprétées comme la résonance du volcan suite aux ondes sismiques du séisme ayant eu lieu en Alaska le 24 octobre 1927 (faille Fairweather). Quelques années plus tard, Collins (1936) se rapproche du principe de l'onde T en interprétant le troisième train d'ondes observés sur le sismogramme d'un séisme provenant des Caraïbes (15 septembre 1935) comme une phase indépendante. Toutefois, le terme d'ondes T est utilisé pour la première fois par Linehan (1940) qui approfondit l'étude de ce séisme. Ce n'est qu'en 1940, au sortir de la Seconde Guerre mondiale, que le phénomène des ondes T est défini clairement pour la première fois (Tolstoy and Ewing, 1950). Par la suite, différents modèles de génération des ondes T ont été établis.

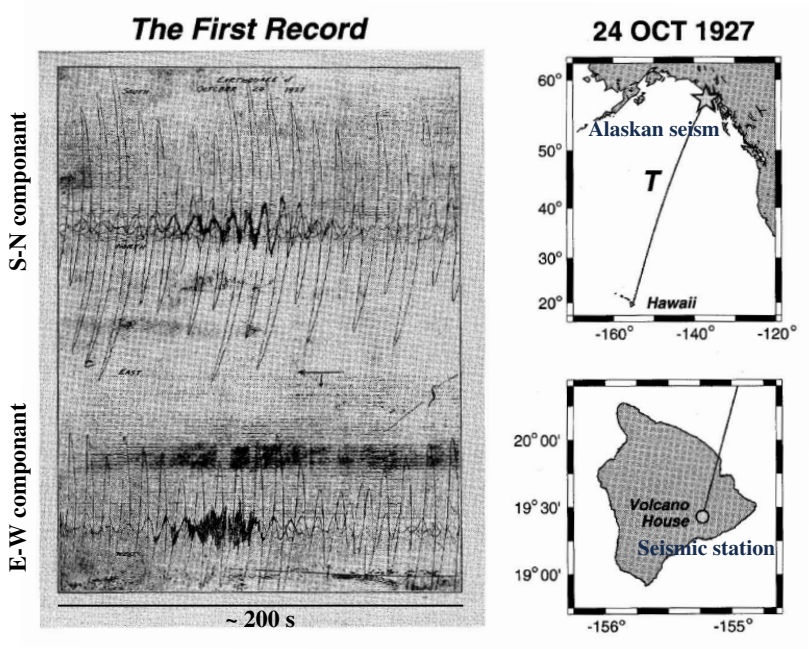


FIGURE 2.7 – Premier enregistrement historique d'une onde T à l'observatoire d'Hawaï en 1927 (d'après Jaggar (1930)). Sismogramme généré par un séisme ayant eu lieu le 24 octobre en Alaska. *First historic recording of a T-wave at Hawaii Volcano Observatory in 1927 (after Jaggar (1930)). Seismogram generated by an earthquake occuring the 24 October 1927 in Alaska.*

Parmi les questions ouvertes, figure celle du mécanisme de génération des ondes T. Williams et al. (2006) proposent des mécanismes (*e.g.* Fig. 2.8) capables d'expliquer le piégeage de l'onde T dans le canal SOFAR sachant que l'onde acoustique produite à l'interface croûte/océan émerge avec un angle d'incidence faible (due au contraste de vitesse entre la colonne d'eau et le plancher océanique).

Si la zone de conversion des ondes acoustiques générées par un séisme océanique est accidentée (présence d'une pente), il s'ensuit une phase de multiples réflexions des ondes entre la surface et le fond de l'océan, rendant la trajectoire de propagation de l'onde de plus en plus horizontale (Fig. 2.8a). Ce cycle perdure jusqu'à l'obtention d'un angle de rasance critique permettant le piégeage de l'onde dans le canal SOFAR ($\sim$12°, Okal (2008)). Cette approche, basée sur la théorie des rais, fait appel à l'acoustique géométrique et a été proposé par Johnson et al. (1963). C'est ce qu'on appelle le phénomène de *downslope conversion* (fig.2.8a). Cependant, ce modèle a ses limites lorsqu'il est confronté au "paradoxe des ondes T abyssales". L'enregistrement d'ondes T dans des zones abyssales exemptes de reliefs significatifs nécessite des hypothèses divergentes de la théorie des rais pour expliquer ce paradoxe.

Si la zone de conversion des ondes acoustiques comprend un haut relief ou un mont sous-marin, il est alors possible qu'elles émergent directement dans le canal SOFAR (Fig. 2.8d). De fortes pentes ou l'existence de mont sous-marin à proximité de la source sismique peuvent ainsi jouer le rôle de radiateur, en générant des ondes T plus efficacement dans le SOFAR qu'un fond plat surplombant la source sismique (Fig.2.8d) (Chapman and Marrett, 2006). Ce phénomène peut être à l'origine d'erreur de localisation de l'hypocentre du séisme.

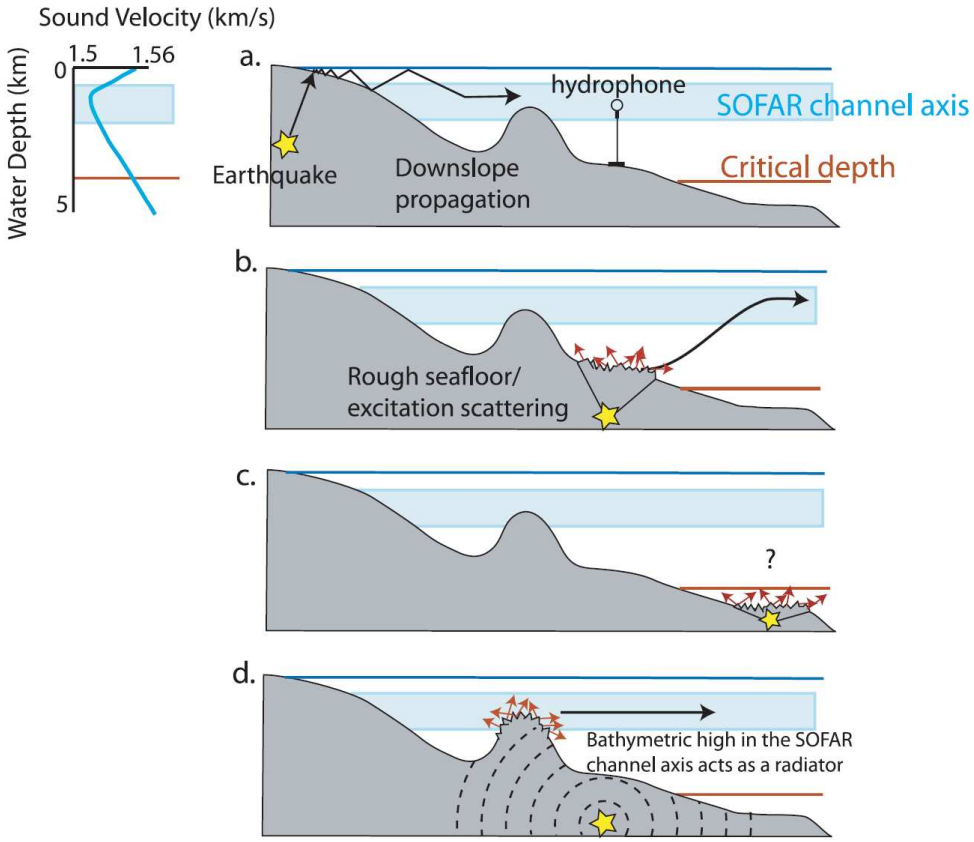


FIGURE 2.8 – Mécanismes pouvant générer une onde T (d'après Williams et al. (2006)). (a) Conversion à partir d'une pente. Le rayon incident se propage le long de l'interface inclinée d'angle α en se réfléchissant avec un angle 2α à chaque cycle de réflexion, jusqu'à atteindre l'angle critique d'entrée dans le SOFAR. (b) Diffusion par une interface rugueuse. (c) Profondeur critique sous laquelle les ondes ne se propagent pas dans le canal SOFAR. (d) Emission directe d'énergie acoustique dans le canal SOFAR à partir d'un mont sous-marin agissant comme radiateur.
Mechanisms that may generate T-waves (after Williams et al. (2006)). (a) Downslope Conversion. A ray propagating downslope will become more nearly horizontal by an angle equal to twice the slope of the bottom for every cycle of reflection. (b) Rough seafloor scattering. (c) Critical depth below which waves are not able to propagate in the SOFAR channel axis. (d) Acoustic energy emitted directly in the SOFAR channel through a seamount which may act as a radiator.

L'enregistrement du séisme du 29 juillet 1965, au large des îles Aléoutiennes révèle deux phases d'ondes T (Fig. 2.9), les ondes T dues à la conversion à partir d'une pente (*slope T-phases*) et celles dites abyssales (*abyssal phases*). Johnson and Norris (1968b) suggèrent que l'absence de radiateur bathymétrique dans la génération des ondes T peut être palliée par le phénomène de diffusion due à la rugosité d'une interface, la surface de l'eau. Les ondes acoustiques produites au niveau du plancher océanique sont proches de la verticale. Les multiples réflexions sur la surface de l'eau vont induire un phénomène de diffusion due à la rugosité de cette interface. Ce phénomène permet de générer, en l'absence de pentes, des ondes avec des angles incidents favorables à leur piégeage dans le SOFAR. De même, d'autres études (Yang and Forsyth, 2003; de Groot-Hedlin and Orcutt, 1999; Park et al., 2001) proposent une diffusion due à la rugosité du plancher océanique (Fig.2.8b).

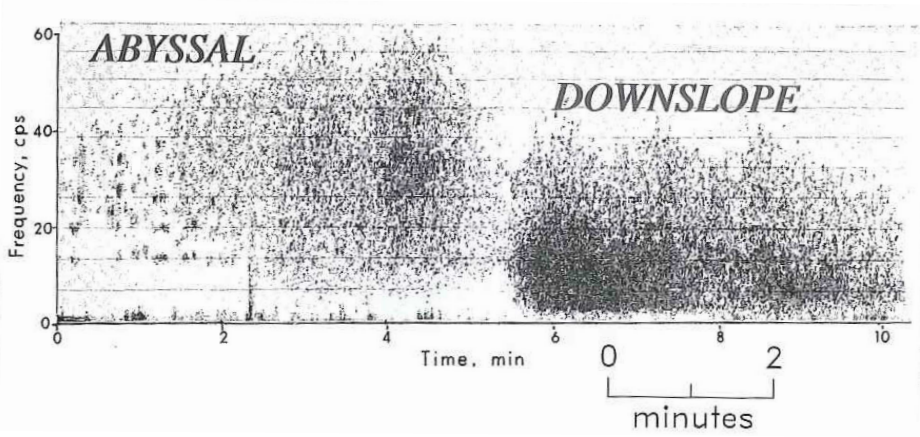


FIGURE 2.9 – Deux phases d'ondes T visibles sur l'enregistrement du séisme du 29 juillet 1965, au large des îles Aléoutiennes. Premièrement, l'onde T "abyssale" générée par un phénomène de diffusion due à la rugosité d'une interface, ici la surface du l'eau. Deuxièmement, l'onde T produite par la conversion sur une interface inclinée. La première phase a été générée proche de l'épicentre tandis que la deuxième s'est formée sur les pentes proches des îles, expliquant son retard. D'après Johnson and Norris (1968a) et Okal (2008).
Two phases of the T-waves generarates by the Aleutian earthquake of the 29 July 1965. First, the abyssal phase, is produced by scattering of an irregular seasurface. Secondly, the downslope converted phase. First phase is generated in the immediate vicinity of the epicenter compared to the second which is formed by the slopes of the islands, reason of its delay. After Johnson and Norris (1968a) et Okal (2008).

Un autre type de mécanisme fondé sur le formalisme modal est proposé par de Groot-Hedlin and Orcutt (1999). Une onde stationnaire acoustique peut être caractérisée par ses modes (un mode étant une solution de l'équation de propagation). D'après de Groot-Hedlin and Orcutt (2001), l'excitation des modes de l'onde T est fortement contrôlée par les hétérogénéités de la bathymétrie (rugosité des interfaces ou *seafloor scattering*) et la profondeur du plancher océanique. A faible profondeur, les modes d'ordres les plus bas sont excités (propagation efficace dans le SOFAR). Les modes d'ordres plus élevés sont sollicités pour les profondeurs plus importantes, ils sont présents au niveau du plancher mais ne peuvent se propager (angle

d'incidence faible, propagation verticale et perte d'énergie causées par les réfléxions). La propagation horizontale est possible par les transferts d'énergie entre les modes dus à la rugosité des interfaces.

Toutes ces approches proposent des mécanismes de génération des ondes T permettant leur propagation sur de grandes distances par leur piégeage dans le canal SOFAR. Cependant, aucune ne permet d'expliquer dans son ensemble les caractéristiques d'une onde T enregistrée ni d'appréhender tous les cas (plancher océanique sous profondeur critique du SOFAR, Fig. 2.8c). Au sein du Laboratoire Géosciences Océan de Brest (LGO), trois thèses (dont une en cours) ont porté sur la modélisation de ces ondes en se concentrant aussi bien sur la phase de conversion que celle de propagation dans le SOFAR (Balanche (2009); Jamet (2014) ; Lecoulant *(en cours)*). Il reste encore beaucoup à comprendre sur ces processus fondamentaux de génération et propagation des ondes T.

Relation énergie sismique & énergie acoustique

Actuellement, le manque de compréhension des mécanismes de conversion de l'énergie sismique en énergie acoustique, ne permet pas d'établir une relation entre les caractéristiques d'une onde T (forme d'onde, source level, amplitude) et les caractéristiques de l'événement sismique dont elle est issue (la profondeur de la source, le mécanisme au foyer et la magnitude). Les informations décrivant la source sismique ne peuvent être déduites des enregistrements d'ondes T, contrairement au cas des enregistrements des ondes sismiques (P, S) par les stations terrestres. De même, il est difficile de connaître la localisation de l'hypocentre d'un séisme dans la croûte océanique. Il existe une incertitude entre l'épicentre d'un séisme océanique et la localisation de la source acoustique de l'onde T due à l'étendue de la zone de conversion (zone du plancher océanique couverte par l'énergie sismique, jusqu'à des dizaines de kilomètres) mais aussi aux effets de la bathymétrie sur la conversion des ondes T (Jamet, 2014; Lecoulant et al., 2019).

Quelle relation existe-t-il entre le *Source Level* (SL ou magnitude acoustique) de l'onde T et la magnitude du séisme dont elle est issue ? Aucune relation physique directe existe entre ces deux paramètres. Des modèles empiriques par régression linéaire sont utilisés pour relier ces deux paramètres (*e.g.* Fox et al. (2001b); Dziak et al. (2004a); Pan and Dziewonski (2005); Royer et al. (2015)). Cependant, ces analyses sont limitées. L'utilisation d'hydrophones dans l'étude de la sismicité des dorsales provient du fait que les stations terrestres ne détectent pas les séismes de faible magnitude ($m_b < 4$). Par conséquent, l'élaboration de ces modèles empiriques repose uniquement sur les événements de fortes magnitudes, qui eux sont enregistrés par les stations terrestres. Les premières générations d'hydrophones ayant tendance à saturer pour les forts séismes ($m_b > 4.7$, Fox et al. (2001b)), cela réduit le catalogue d'événements exploitables. La limitation principale provient donc du fait que, malgré les imposants catalogues de séismes hydroacoustiques, très peu d'événements peuvent être rattachés à une magnitude

sismique équivalente issue des catalogues sismiques terrestres. Fox et al. (2001b) obtiennent une bonne corrélation (avec un coefficient $R^2 = 0.95$) entre le *Source Level* et la magnitude de volume (m_b, fig. 2.10) pour des événements issus d'un catalogue hydroacoustique du Pacifique avec des magnitudes comprises entre 4 et 5. De même, Tsang-Hin-Sun (2016) établit une relation selon différents types de magnitudes (volume m_b, surface M_S et moment M_w) pour des événements provenant de l'océan Indien (réseau OHASISBIO, section 2.4). Le meilleur coefficient de corrélation est obtenu pour la magnitude de moment ($R^2 = 0.8$ pour M_w, $R^2 = 0.7$ pour M_S et $R^2 = 0.53$ pour m_b). Royer et al. (2015) observent que cette relation dépend aussi du type de catalogues terrestres considérés. Ainsi, pour un même *Source Level*, différentes magnitudes acoustiques peuvent être associées et inversement.

Il semblerait donc que le niveau acoustique enregistré par les hydrophones dépend du parcours de l'onde T (les modèles empiriques ne sont pas transposables d'une région à une autre, et une même magnitude sismique peut être reliée à plusieurs valeurs de *Source Level*) et du mécanisme de conversion. L'énergie de la source sismique ne peut donc être caractérisée uniquement par le *Source Level*.

Les séismes peuvent être triés selon leur mécanisme de rupture. Les deux mécanismes de rupture les plus représentatifs des dorsales océaniques sont la rupture normale et la rupture cisaillante (Sykes, 1970). Dziak (2001) réalise une régression linéaire entre la magnitude de moment et la magnitude acoustique en différenciant les événements selon leur type de rupture associé (Fig. 2.10). La relation empirique obtenue montre que les mécanismes de rupture cisaillante semblent générer des énergies acoustiques plus importantes que les mécanismes de rupture normale. Tsang-Hin-Sun (2016) applique la même méthode pour des événements de l'océan Indien (réseau OHASISBIO, section 2.4) et ne peut établir aucune relation particulière si ce n'est que les séismes provoqués par des failles cisaillantes sont associés à des magnitudes acoustiques et de moments (M_w > 6) plus élevées que ceux de rupture normale (failles normales/inverses, M_w < 5.5). Park et al. (2001) et Balanche et al. (2009) ont modélisé les processus de conversion sismo-acoustique et ont remarqué que les ondes de cisaillement (ondes S) produisent des ondes T plus énergétiques que les ondes de compression (ondes P).

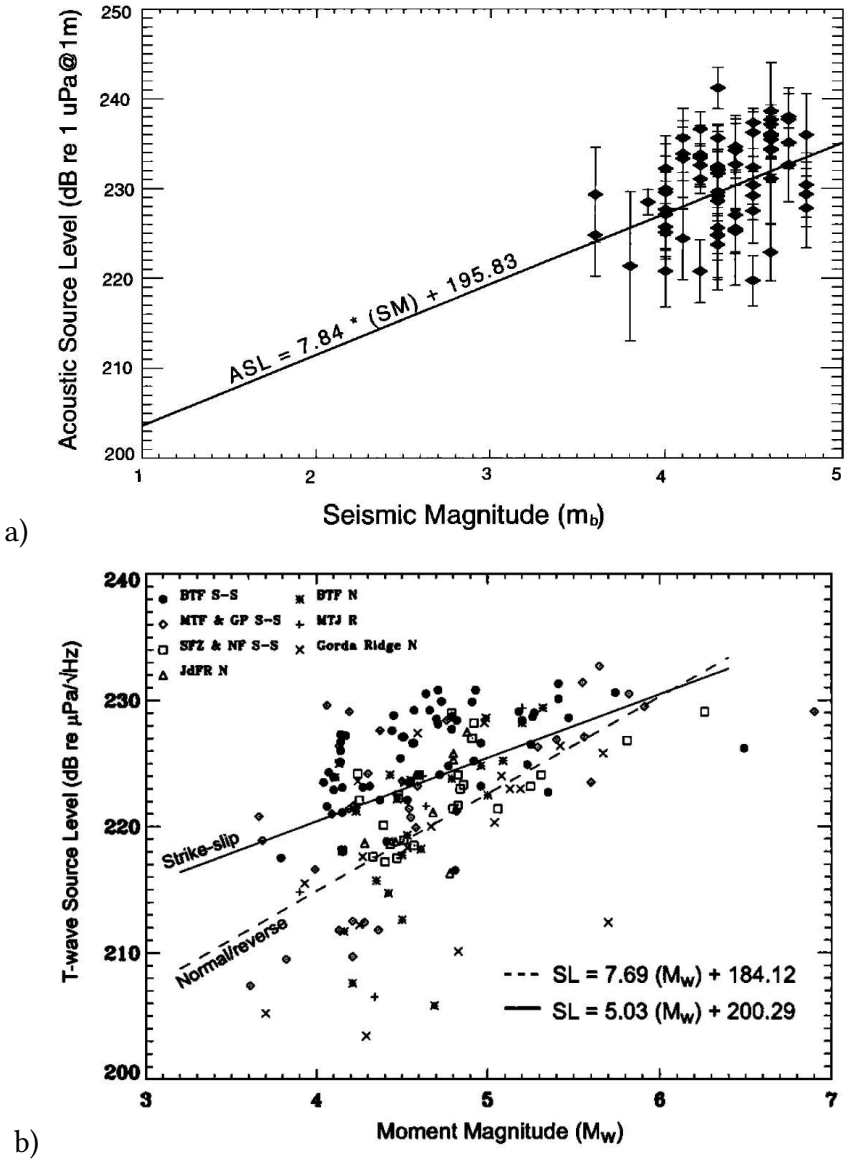


FIGURE 2.10 – (a) Relation entre le *Source Level* et la magnitude de volume pour des événements de l'océan Pacifique. D'après Fox et al. (2001b). (b) Relation entre le *Source Level* des ondes T et la magnitude de moment des séismes en fonction du type de mécanisme au foyer, rupture normale/inverse ou cisaillante, dans l'océan Pacifique. D'après Dziak (2001).
(a) Relationship between acoustic source level derived from the hydrophone array of the Pacific ocean with corresponding seismic magnitude. After Fox et al. (2001b). (b) Relationship of earthquake T-wave acoustic source level and earthquake moment magnitude depending on the normal/reverse or strike-slip fault mechanisms. After Dziak (2001).

La forme en ogive, spécifique des signaux d'onde T (Fig. 2.6), peut se partager en deux parties. La première correspond à la phase de croissance de l'amplitude du signal. Le "temps de montée" (*risetime*) correspond à la durée écoulée entre l'apparition de l'onde T et l'arrivée du maximum d'amplitude. La seconde reflète la phase de décroissance de l'amplitude du signal. Elle s'écoule donc du maximum d'amplitude jusqu'à la fin du signal. Bien que propre à toutes les ondes T, cette forme d'onde peut varier quelque peu selon les événements. Schreiner et al. (1995) proposent une relation entre le changement du temps de montée et la profondeur crus-

tale de la source sismique. Par la suite, d'autres études font ce rapprochement, les temps de montée courts pourraient refléter des hypocentres peu profonds (< 2km) et inversement des temps de montée longs seraient associés à des hypocentres plus profonds (Norris and Johnson, 1969; de Groot-Hedlin and Orcutt, 2001; Yang and Forsyth, 2003; Williams et al., 2006). L'observation combinée de la diminution de ce paramètre et de la migration de l'activité sismique peut caractériser la remontée de dikes durant les crises magmatiques (*e.g.* Schreiner et al., 1995 pour le segment CoAxial de la JdF ; Dziak and Fox, 1999 pour le segment Axial de la JdF ; Dziak et al., 2004b pour le segment Lucky Strike de la MAR). De plus, des temps de montée très courts (< 2s) ont été corrélés à des éruptions (Dziak and Fox, 1999). Cependant, le temps de montée pourrait aussi dépendre d'autres paramètres tels que les mécanismes de conversion et de propagation (Williams et al., 2006).

2.4 Surveillance hydroacoustique des dorsales

2.4.1 Des réseaux sismologiques terrestres à l'hydroacoustique

Le premier réseau mondial de stations sismologiques terrestres a vu le jour au début des années 60. Les réseaux terrestres ont une bonne répartition à l'échelle du globe mais leur capacité à détecter des événements de zones isolées, telles que les dorsales médio-océaniques, est limitée. L'éloignement des stations terrestres conjugué à la forte atténuation des ondes sismiques ne permettent de détecter que des séismes océaniques d'une intensité suffisante pour se propager jusqu'aux stations terrestres ou des événements sismiques proches de terres émergées équipées de sismographes (m_b >= 4). Selon Bergman and Solomon (1990), les séismes d'origine magmatique sont de trop faibles magnitude, en dessous du seuil de détection des réseaux terrestres, pour être détectés. Les réseaux terrestres globaux sont donc peu performants pour témoigner de l'activité sismique de faibles magnitudes des dorsales.

Dans les années 1980, des sismomètres installés à très grandes profondeurs, sur les fonds océaniques comblent ce manque d'événements de faibles magnitudes par l'étude de la sismicité locale et de la microsismicité. Les sismomètres fonds de mer (*Ocean Bottom Seismometer*, OBS) sont enfermés dans une sphère en verre étanche et hautement résistante et fonctionnent de la même manière que les sismomètres terrestres jusqu'alors utilisés. Ces instruments constitue une avancée dans l'étude des processus actifs des dorsales et localisent les épicentres des séismes avec une précision d'1 km environ, 10 fois moindre que la précision de localisation de ces mêmes séismes par les stations terrestres. Toutefois, le coût de déploiement ainsi que la couverture géographique réduite due à l'atténuation rapide des ondes sismiques (quelques dizaines de kilomètres alors qu'une dorsale s'étend sur $\sim$ 15 000 km) sont des limitations pour l'étude globale de la sismicité des dorsales médio-océaniques.

Depuis une vingtaine d'années, l'acoustique passive est une nouvelle approche qui permet de remédier à la double contrainte d'éloignement et de faibles magnitudes spécifique à la

sismicité des dorsales. Des réseaux d'hydrophones mouillés dans le canal SOFAR sont ainsi déployés dans des zones éloignées des côtes. Ils détectent les ondes acoustiques T sur de grandes distances et rendent ainsi possible l'écoute de la sismicité des dorsales sur de grandes portions océaniques, les ondes T parcourant de grandes distances dans le canal SOFAR (Fig. 2.11). Cette méthode indépendante des conditions météorologiques, état de mer ou de luminosité, stocke les bruits ambiants océaniques de basses fréquences en continu (pendant toute la période mouillage). Les données sont dans certains cas récupérées avec l'instrument ou transmises par radio ou satellites. Les réseaux d'hydrophones détectent jusqu'à 20 fois plus d'événements que les stations terrestres, induisant la réduction du seuil de detection $4.6\ m_b$ du réseau global à moins de $3\ m_b$ (Fox et al., 1995, 2001b; Dziak et al., 2004b). En fonction de la taille du réseau, la précision de localisation des épicentres des séismes est de l'ordre de 2-3 km en latitude et longitude à l'intérieur du réseau (Fox et al., 2001b), plus précise que la précision obtenue par les stations terrestres dans le cas de séismes de dorsales (Pan and Dziewonski, 2005). Cependant, les paramètres de la source sismique tels que la magnitude sismique, les mécanismes au foyer et la profondeur ne peuvent être obtenus des enregistrements hydroacoustiques.

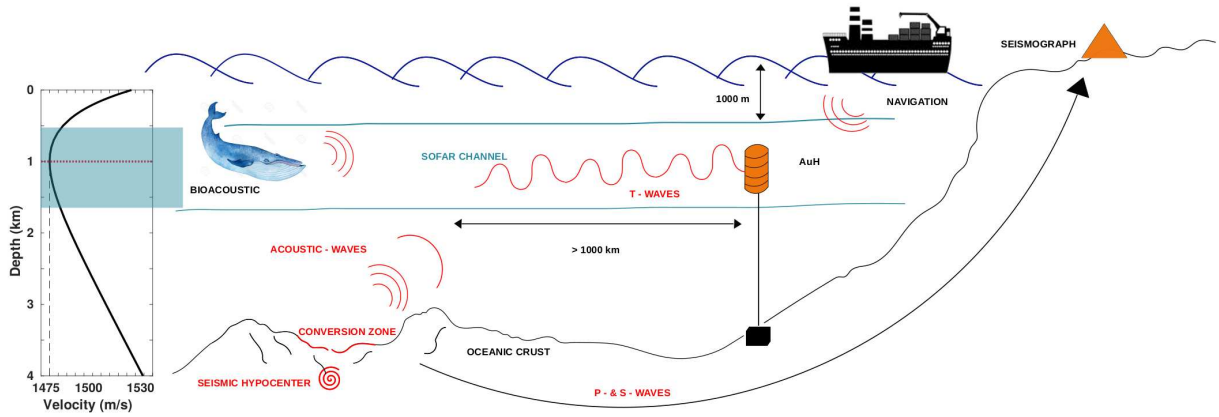


FIGURE 2.11 – Expérience hydroacoustique. Des sons de sources diverses et lointaines (jusqu'à plusieurs milliers de kilomètres) peuvent être enregistrés par l'hydrophone placé dans le canal SOFAR.
Hydroacoustic experiment. Sounds from various and distant sources (up to several thousand kilometers) can be recorded by the hydrophone moored in the SOFAR channel.

Après l'étude de l'activité sismique de la dorsale Juan de Fuca par le biais des données du programme SOSUS, un premier réseau d'hydrophones a été déployé dans le Pacifique en mai 1996, dans le but de surveiller la dorsale Est-Pacifique. Quelques années plus tard, l'océan Atlantique nord est à son tour équipé d'un réseau d'hydrophones enregistrant la sismicité de la dorsale médio-Atlantique (DMA). Depuis 2002, le LGO s'est lancé dans la surveillance sismique des dorsales océaniques en s'associant au PMEL. A présent, il dispose d'un parc de 20 hydrophones autonomes alimentant deux chantiers de recherche, l'océan Atlantique et l'océan Indien (Fig. 2.12).

La surveillance hydroacoustique de la dorsale Atlantique nord a débuté avec des réseaux

distribués au nord et sud des Açores. Ces expériences seront décrites en détails. Plus récemment, l'océan Atlantique équatorial a lui aussi été mis sur écoute avec le déploiement du réseau COLMEIA-HYDRO autour de l'archipel de St Pierre-St Paul en janvier 2013 (7-10 mois de données au lieu des 17 prévus, dû à un problème de batteries). Ces travaux de recherche de l'Atlantique équatorial se sont concentrés sur l'étude du système transformant complexe de St Paul.

La surveillance hydroacoustique de l'océan Indien [2] a débuté plus tardivement, avec le réseau DEFLO-HYDRO (Observation de la DEFormation de la Lithosphère Océanique à l'aide d'HYDROphones) composé de 3 hydrophones déployés en 2006 durant 2 ans. Dans la continuité de ce réseau, une nouvelle expérience composée de quatre hydrophones supplémentaires a été mise en place en 2010, OHASISBIO (Observatoire Hydro-Acoustique de la SISmicité et de la BIOdiversité). Ces deux expériences offrent des données en continu sur une période de 7 ans. La zone couverte de l'océan Indien austral présente un intérêt particulier d'une part pour la surveillance de l'activité sismique des dorsales autour du point triple de Rodrigues (Tsang-Hin-Sun, 2016), en englobant trois dorsales à taux d'expansion contrastés (ultra lent soit 14 mm/an pour la Sud-Ouest Indienne, lent soit 35 mm/an pour la Centrale Indienne et intermédiaire soit 60 mm/an pour la Sud-Est-Indienne). D'autre part, cette zone s'est révélée être fréquentée par plusieurs espèces de baleines (bleues Antarctique et pygmées) et donne l'opportunité d'un suivi des migrations saisonnières des espèces (Leroy, 2017).

2. Comprehensive nuclear-Test-Ban Treaty Organization (CTBTO) dispose de deux hydrophones permanents venant compléter les réseaux hydroacoustiques temporaires

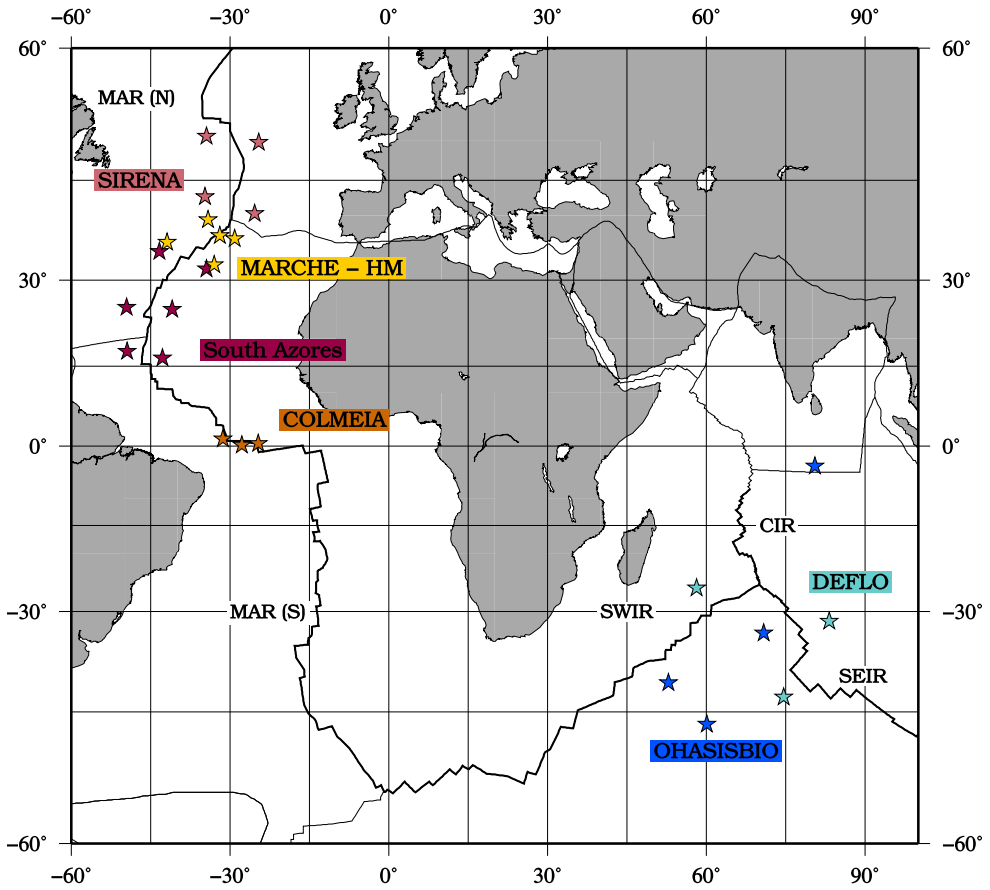


FIGURE 2.12 – Réseaux d'hydrophones déployés par le LGO depuis 1999, dans l'Atlantique nord et de l'océan Indien.
Hydrophone arrays deployed by the LGO since 1999, in the north Atlantic and Indian Oceans.

2.4.2 L'Atlantique nord sur écoute

Au total 10 réseaux d'hydrophones ont été déployés dans l'Atlantique nord (table 2.1), offrant un jeu de données hydroacoustiques sur plusieurs années. Tous ces réseaux n'ont pas été déployés dans la même zone mais ont permis de couvrir une grande portion du nord de la DMA entre 15°N et 50°N (Fig. 2.13). Le réseau Sud-Açores (*South Azores*, SA) représente le premier déploiement dans l'Atlantique nord, et comprend 6 hydrophones. Installé en février 1999 par le PMEL-NOAA entre 16°N et 34°N, il est resté actif jusqu'en septembre 2003, offrant 54 mois de données[3]. Ces enregistrements hydroacoustiques ont permis de détecter des événements générés par une crise volcanique explosive au niveau de la ride de Walvis dans l'Atlantique sud (Haxel and Dziak, 2005).

En s'associant avec le PMEL, le LGO a déployé par la suite deux réseaux, le réseau SIRENA (Seismic Investigation by REcorgind of acoustic waves in the North Atlantic ; Goslin, 2002) et le réseau MARCHE (Mid-Atlantic Ridge Comprehensive Hydrophone Experiment), chacun composé de 4 hydrophones.

3. Interrompu pendant 1 an, l'acquisition a repris entre le printemps 2004 et 2005. Nous ne possédons pas ces données

TABLE 2.1 – Réseaux hydroacoustiques déployés dans l'Atlantique nord de 1999 à nos jours. *Hydroacoustic arrays of the north Atlantic Ocean from 1999 to present.*

Réseau	Durée (mois)	AuHs déployés\exploitables	Type	Etudes
Sud Açores 1999 - 2003	77	6 \ 6	PMEL-NOAA	Bohnenstiehl et al. (2002, 2003) Smith et al. (2002, 2003) Bohnenstiehl and Tolstoy (2003) Dziak et al. (2004b,a) Simao (2009); Simao et al. (2010) Thèse
SIRENA 2002 - 2003	16	6 \ 4	PMEL-NOAA	Goslin et al. (2005, 2012) Simao (2009); Simao et al. (2010)
MARCHE 1 2005 - 2006	9	4 \ 4	PMEL-NOAA	Simao (2009); Simao et al. (2010) Thèse
MARCHE 2 2006 - 2007	15	4 \ 3	PMEL-NOAA	Simao (2009); Simao et al. (2010) Thèse
MARCHE 3 2007 - 2008	12	4 \ 4	PMEL-NOAA	Simao (2009); Simao et al. (2010) Thèse
HYDROMOMAR 2010 - 2011	11	5 \ 5	LGO	Thèse, Giusti et al. (2018)
HYDROMOMAR 2012 - 2014	22	5 \ 4	LGO	Thèse
HYDROMOMAR 2014 - 2016	22	5 \ 4	LGO	-
HYDROMOMAR 2016 - 2018	22	5 \ 4	LGO	-
HYDROMOMAR 2018 - 2020	22	5 \ en cours	LGO	-

Lors de l'expérience SIRENA, les 2 instruments nord du réseau Sud-Açores ont été couplés avec ces 4 hydrophones pour une plus grande détection d'événements. Toujours ancrées dans une perspective de surveillance hydroacoustique de la DMA, ces deux expériences s'inscrivent aussi dans la recherche de l'influence thermique du point chaud des Açores sur la distribution spatio-temporelle de la sismicité de la DMA. L'expérience SIRENA s'est déroulée de juin 2002 à septembre 2003 en collaboration avec le Centro de Geofisica de Universidade de Lisboa et le Centro de Investigaçao Marinha e Ambiental (CIMA, Universidade do Algarve, Faro, Portugal). Ces hydrophones ont permis d'enregistrer l'activité sismique au nord des Açores entre 40°N et 50°N, et de détecter également des événements provenant de la dorsale de Reykjanes (Goslin et al., 2005).

L'expérience MARCHE a été conduite de juillet 2005 à août 2008, donnant lieu à 3 missions de déploiement/récupération. Ces 3 réseaux, MARCHE 1 (M1 ; Goslin, 2006), MARCHE 2 (M2 ; Goslin, 2007) et MARCHE 3 (M3), comptaient 4 hydrophones. Cependant, un des hydrophones de MARCHE 2 n'a pas été retrouvé. En plus du PMEL, cette expérience a été effectuée en collaboration avec deux laboratoires portugais, le CIMA et le Estrutura de Missão para a Extensão da Plataforma Continenta (EMEPC). L'intérêt de l'expérience MARCHE repose dans l'observation de l'activité sismisque à l'échelle régionale de la zone MOMAR (MOnitoring the Mid-Atlantic Ridge) dans le cadre du projet MOMARNET (MOnitoring deep seafloor hydrothermal environments on the Mid-Atlantic Ridge). Cette zone d'étude inclut plusieurs champs hydrothermaux dont les 4 principaux sont le Menez Gwen (850 m de profondeur), le Lucky Strike (1700 m de profondeur), le Saldanha (2200 m de profondeur) et le Rainbow (2300 m de profondeur).

A la suite de ces collaborations internationales, le LGO a continué le suivi hydroacoustique de l'océan Atlantique nord, financé par l'INSU et le programme EMSO-Açores. Dans le but d'étudier sur le long terme les processus d'accrétion des segments de dorsale de la zone MOMAR, l'expérience HYDROMOMAR (HYDROphones de la zone MOnitoring the Mid-Atlantic Ridge) a vu le jour en 2010 et est en cours actuellement. Cinq missions de déploiement/récupération découlent de cette expérience. HYDROMOMAR 2010-2011 (HM10-11 ; Perrot, 2010, 2011) est le premier réseau déployé sur quasiment un an et constitué de 5 hydrophones. Puis après une interruption d'un an, les 4 autres missions ont été déployées en continu avec une rotation de 2 ans pour changer les batteries des instruments et récupérer les données (HM12-14, HM14-16 et HM18-20 ; Perrot, 2012, 2014, 2016, 2018). Les réseaux HM12-14 et HM14-16 initialement composés de 5 hydrophones autonomes, n'ont disposé que de 4 instruments pour le dépouillement des données suite à une déficience de batteries durant la période de mouillage. De même, un problème technique de batteries a permis de déployer l'expérience HM16-18 qu'avec 4 hydrophones chargés convenablement. Le cinquième hydrophone n'a pu enregistrer qu'un mois de données. La récupération des instruments du réseau HM18-20 prévue pour l'été 2020, sera la dernière mission de l'expérience HYDROMOMAR et représentera la fin du suivi hydroacoustique de la zone MOMAR.

Les cordonnées respectives de mouillage des hydrophones de chaque campagnes sont disponibles en annexe A.

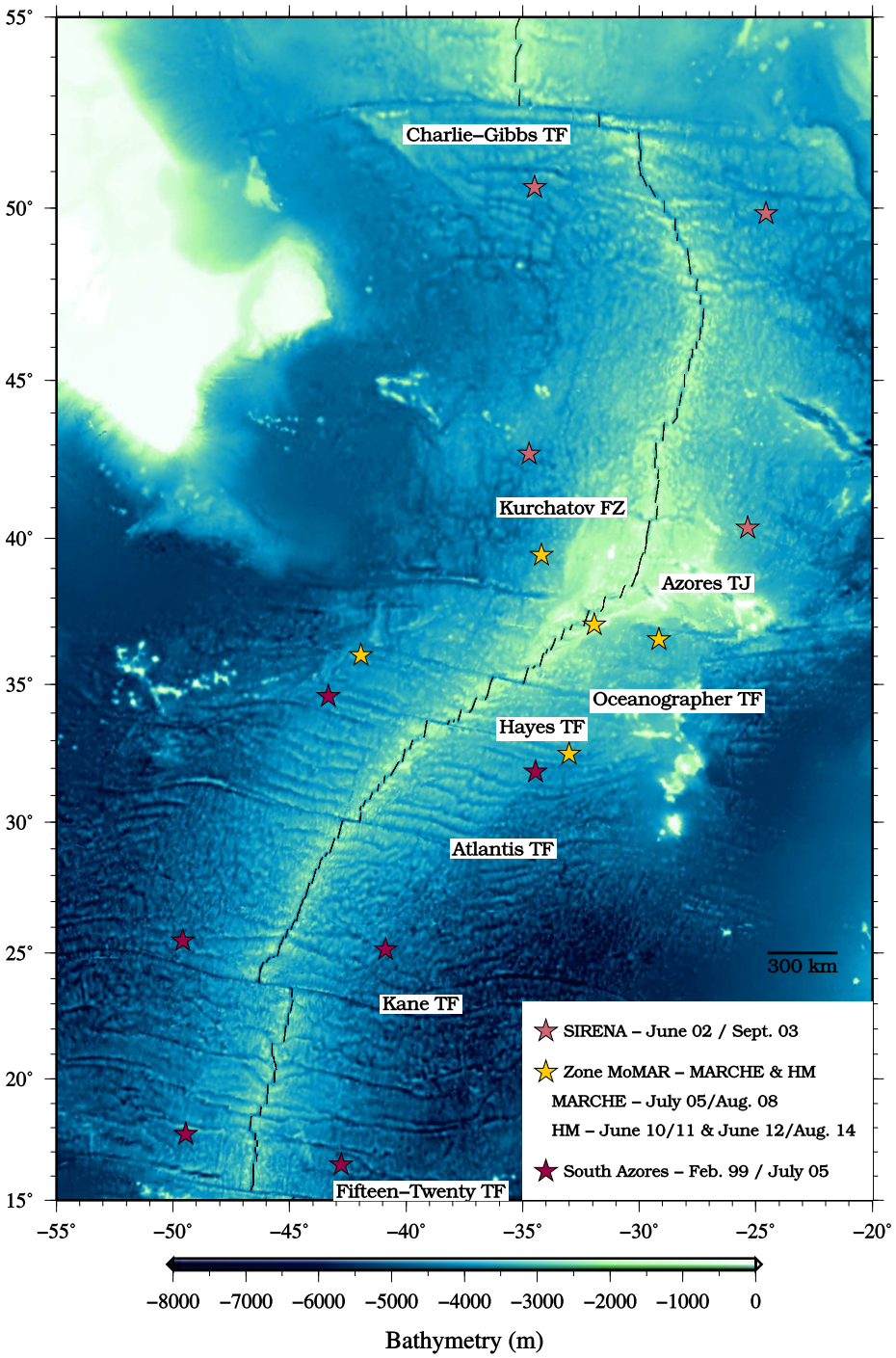


FIGURE 2.13 – Carte du déploiement des réseaux d'hydrophones dans l'océan Atlantique nord depuis 1999 (AUHs représentés par des étoiles colorées). Les failles transformantes (TF) majeures sont indiquées.
Deployment map of hydrophone arrays in the northern Atlantic Ocean since 1999 (AUHs represented by colored stars). Major transform faults (TF) are marked.

Les premiers réseaux mis en place dans l'Atlantique nord (Sud Açores, SIRENA et MARCHE 1, 2 et 3), étaient constitués de la première génération d'hydrophones élaborés par le PMEL en 1995. Basée sur le modèle de ces intruments, la conception d'une nouvelle génération d'hydrophones a été menée au sein du LGO en 2008 (D'Eu et al., 2012). Ce sont les campagnes HYDROMOMAR qui ont bénéficié de ces nouveaux instruments.

Ces deux types d'appareils ont une fréquence d'échantillonnage semblable, elle est de 250 Hz pour les hydrophones du PMEL et de 240 Hz pour ceux du LGO. De cette manière, les sons basse fréquence des séismes ainsi que les sons plus hautes fréquences des baleines peuvent être enregistrés jusqu'à 125 ou 120 Hz. La composition des appareils est équivalente (Fig. 2.14) :

* Un transducteur acoustique qui convertit la variation de pression de l'eau engendrée par l'onde sonore en un signal électrique.
* Un cylindre en titane résistant à la pression et à la corrosion.
* Un système d'acquisition qui numérise le signal et qui comporte une horloge à quartz nécessaire à la synchronisation du temps avec celui du GPS lors du mouillage et de la récupération. La dérive instrumentale (différence de ces deux calibrations) déduite est faible, de l'ordre d' 1 à 5 s/an.
* Un dispositif de stockage (données brutes enregistrées sur des disques durs).
* Des batteries au lithium qui permettent un enregistrement continu (2 packs pour une autonomie de 18 à 24 mois, un troisième pack est ajouté pour les acquisitions de 2 ans). Elles occupent la majeur partie de l'instrument.

Entre le déploiement et la récupération des hydrophones, aucune maintenance n'est nécessaire, les appareils sont autonomes. Leur autonomie dépend de la batterie prévue, certains réseaux bénéficient d'une récupération annuelle tandis que d'autres restent immergés pendant 2 ans.

Le système de mouillage prévu par le PMEL et le LGO varie légèrement (Fig. 2.14). Dans les deux cas, l'hydrophone est mouillé dans le canal SOFAR, retenu sur le plancher océanique par un lest. Un largueur acoustique est placé entre la ligne de câbles retenant l'hydrophone et le lest. Une fois la ligne de mouillage déployée, un modem acoustique permet de l'interroger du navire pour trianguler le mouillage et connaître sa position exacte. Le largueur est à nouveau sollicité par signal acoustique au moment de la récupération de l'instrument pour permettre la remontée de la ligne de mouillage en se détachant du lest. Les missions se font à bord des navires de la flotte française, *le Suroît, l'Atalante, et le Thalassa*, dans l'océan Atlantique tandis que c'est le *Marion Dufresne* pour les campagnes dans l'océan Indien.

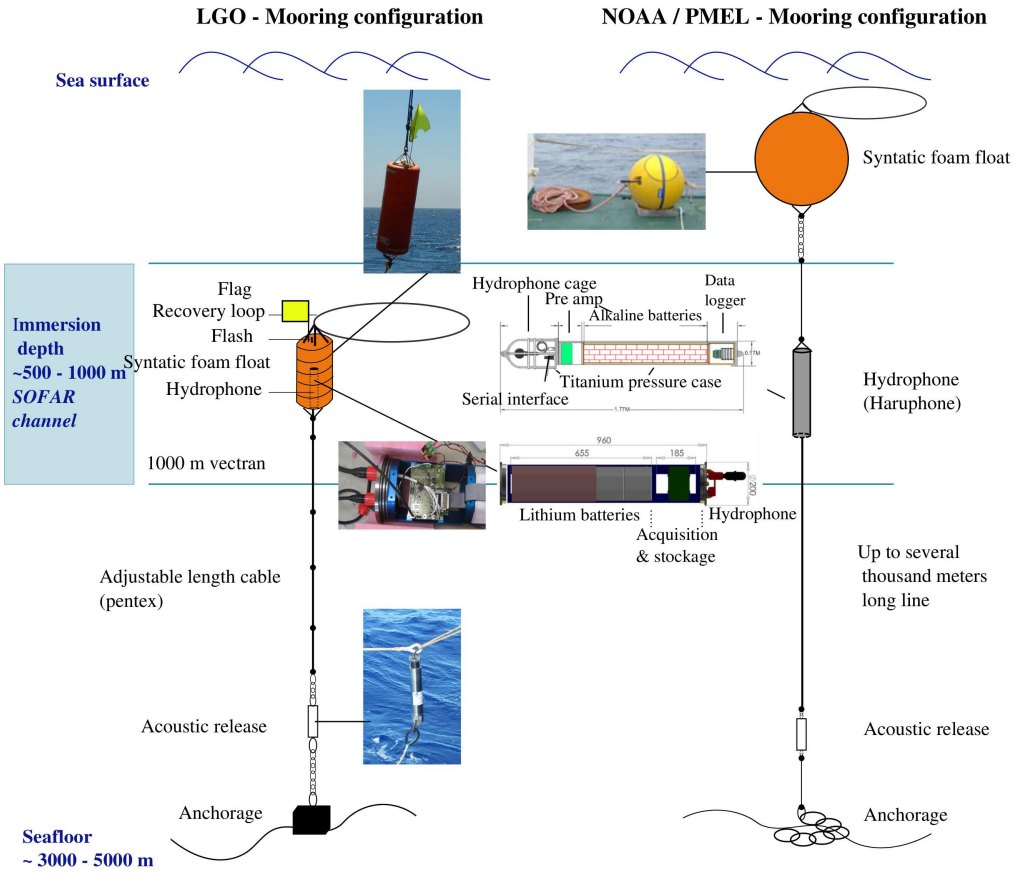


FIGURE 2.14 – Schéma d'une ligne de mouillage et schéma des hydrophones conçus par le LGO (gauche) et par le PMEL-NOAA (droite).
Mooring diagram and diagram of the hydrophones developped by the LGO (left) and by the PMEL-NOAA (right).

2.5 Catalogue hydroacoustique & méthode d'analyse de la sismicité des dorsales

2.5.1 Localisation des séismes : logiciel *SEAS*

Les données brutes issues des enregistrements d'hydrophones sont très volumineuses, ∼60 Go par instrument sur une durée de 2 ans. Dans le but d'optimiser leur analyse, le PMEL-NOAA a développé le logiciel interactif *Seas* de traitement et visualisation de données regroupant différents outils (en langage IDL, *Interactive Data Language*). Contrairement aux méthodes utilisées pour les données de sismicité des stations terrestres, ce programme est basé sur des techniques relevant de l'acoustique sous-marine. Il propose l'analyse spectrale, le filtrage, la conversion audio, la localisation d'événements et autres fonctions. L'interface graphique permet à l'opérateur de visualiser simultanément le jeu de données de tous les hydrophones d'un même réseau (Fig. 2.15). L'identification des événements se fait manuellement bien que des programmes de détection automatique aient été mis au point (*e.g.* Sukhovich et al. (2014)). La

limitation de ces programmes de détection automatique réside principalement dans la diversité des signaux acoustiques visibles sur les enregistrements et les variations de leur forme d'onde selon leur trajet (distance, azimuth,...). Ils sont utiles pour une visualisation rapide des données hydroacoustiques mais le traitement manuel reste le meilleur moyen d'analyse et nécessite un temps non négligeable (3 à 4 mois pour deux ans de données sur 4 hydrophones).

Le signal acoustique de chaque hydrophone est décomposé via une FFT (*Fast Fourier Transform*) en spectrogramme (temps, fréquence et intensité). Une résolution d'1 Hz est considérée comme suffisante pour l'analyse des données hydroacoustiques (Fox et al., 2001b). La visualisation directe des spectrogrammes permet de distinguer la signature spectrale des différentes sources de bruit (séismes, mammifères marins, tirs sismiques ...). Si l'opérateur le souhaite le sonogramme peut être affiché conjointement sur l'interface graphique. Les spectrogrammes peuvent être synchronisés en temps pour faciliter la détection d'un même événement. Une fois l'identification d'un événement faite, l'opérateur pointe le temps d'arrivée du signal sur les différents enregistrements. Dans le cas des ondes T, c'est le temps d'arrivée du maximum d'énergie sur le spectre qui est pointé. La localisation de la source acoustique des ondes T, assimilée à l'épicentre du séisme, nécessite au minimum 3 hydrophones. Les écarts de temps d'arrivée entre les enregistrements permettent d'estimer la direction de provenance des ondes T. A partir des 3 arrivées, le logiciel dérive une localisation préliminaire par trilatération et resynchronise les signaux pointés sur chaque enregistrement en temps. Un deuxième pointé plus précis permet d'affiner la localisation et d'ajouter une arrivée supplémentaire, nécessaire au calcul des incertitudes (latitude, longitude et temps d'origine de la source acoustique). Ces étapes peuvent être réitérées pour minimiser les erreurs de localisation et le temps origine jusqu'à satisfaction. Les localisations sont ensuite sauvegardées au fur et à mesure dans un fichier qui constituera le catalogue hydroacoustique d'un réseau (temps, nombre d'hydrophones, numéros des hydrophones utilisés pour la localisation, latitude, longitude, erreur latitude, erreur longitude, erreur temps origine, *Source Level*). Au cours de cette thèse, le catalogue HM12-14 a été réalisé (version 6.1).

Le logiciel *Seas* utilise les vitesses du son extraites du modèle *Generalized Digital Environmental Model* développé par le Naval Oceanographic Office (GDEM, Teague et al. (1990)). Les profils ajustés aux variations saisonnières ont une résolution de 50 km. La localisation des événements (latitude, longitude et temps origine) est estimée par une méthode non linéaire basée sur le calcul des moindres carrés (Fox et al., 2001b). Cet algorithme permet par essai-erreur de minimiser les incertitudes :

$$min \sum_{i=1}^{n} w_i (a_i - b_i)^2 \tag{2.4}$$

où w_i est le poids (1 pour une solution non-pondérée), a_i le temps d'arrivée enregistré à l'hydrophone i, b_i le temps prédit à l'hydrophone (i) et n le nombre d'hydrophones ayant enregistré l'événement. A partir d'une localisation de la source et d'un temps origine, le temps d'arrivée

prédit est obtenu par la relation suivante :

$$b_i = t + \frac{d_i}{c_i} \tag{2.5}$$

où t le temps d'origine, d_i la distance entre la localisation de l'hydrophone i et la source présumée (épicentre), c_i la vitesse du son le long du parcours source - hydrophone i. (L'intensité du signal à la source peut être estimée en fonction des pertes d'énergies subies par les signaux au cours de leur propagation (Eq. 2.3, Fig. 2.5)).

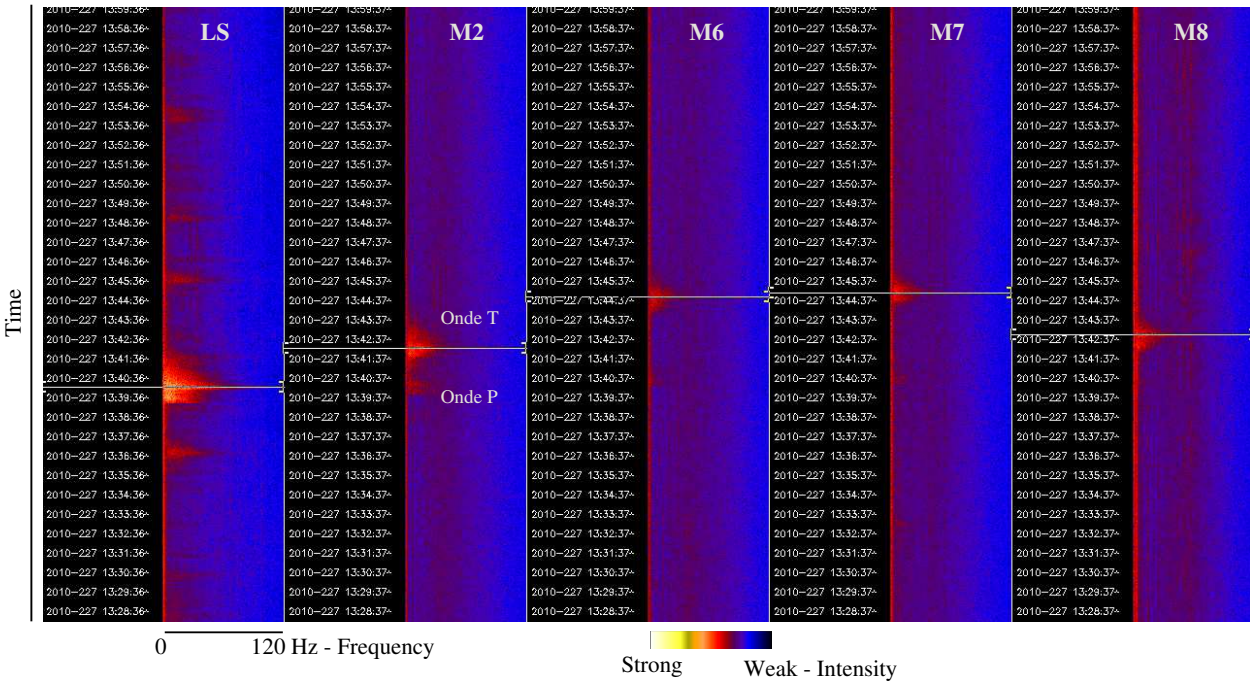


FIGURE 2.15 – Interface graphique du logiciel *SEAS* développé par le PMEL-NOAA : identification, analyse et localisation des ondes T enregistrées par le réseau d'hydrophones. A chaque hydrophone correspond un spectrogramme dans le temps. Un même évènement peut être enregistré sur différents hydrophones (trait blanc).
Work station screen of the SEAS software developped by the PMEL-NOAA : identification, analyse and localisation of the T-waves recorded by the hydrophones array. Each hydrophone recording is represented by its spectrogram over time. The same event can be recorded by different hydrophones (white line).

2.5.2 Champ d'incertitude

L'évaluation du champ d'incertitude nécessite une approche différente du calcul direct des erreurs utilisé en sismologie terrestre (Fox et al., 2001b). Le nombre insuffisant de degrés de libertés (variables inconnues comme la latitude, la longitude et le temps origine pour un faible nombre d'hydrophones disponibles) ne permet pas un calcul précis de l'erreur type à partir de la méthode des moindres carrés. Par conséquent, une méthode indirecte est appliquée, basée sur les simulations de Monte-Carlo dont la calibration repose sur des mesures de sources de son connues. La prédiction du champ d'incertitude de localisation des événements est possible

puisque l'on connait la vitesses de propagation des ondes acoustiques dans l'océan. Ainsi, cette méthode calcule l'erreur prédite pour chaque variable et pour tout le champ d'observation, une même position sera calculée plusieurs fois (par exemple 100 itérations). Puis les erreurs de latitude par exemple, seront les écarts-types des 100 latitudes localisées. Il en va de même pour les erreurs de longitude et du temps origine. L'estimation des erreurs de localisation et de temps origine dépend de la géométrie du réseau concerné.

Le champ d'incertitude a été calculé pour chaque réseau en fonction de sa géométrie et du nombre d'hydrophones en latitude, longitude et temps origine (Figs 2.16 à 2.21). La comparaison de ces simulations montre que le champ d'incertitude augmente considérablement à l'extérieur du réseau tandis qu'il est beaucoup plus contraint à l'intérieur avec des incertitudes de localisation de l'ordre de 2-5 km en latitude et longitude et de 2-5 s pour le temps origine.

Le réseau Sud-Açores (Fig. 2.16) a les incertitudes les plus faibles, de l'ordre de 2 km et 2 s à l'intérieur du réseau. Bien que recouvrant une grande portion de la DMA, il dispose du plus grand nombre d'hydrophones. Le réseau MARCHE 1 (Fig. 2.17) a une géométrie différente puisqu'il ne comprend que 4 hydrophones. Les incertitudes associées à l'intérieur du réseau sont deux fois plus importantes que pour Sud-Açores et sont de l'ordre de 5 km en latitude et longitude et 5 s en temps origine. Une petite asymétrie entre les parties est et ouest du réseau est visible, avec de plus fortes valeurs dans la partie ouest, s'expliquant par la position de l'hydrophone plus décalée par rapport aux autres. MARCHE 2 (Fig. 2.18) est le seul réseau disposant uniquement du nombre minimum d'hydrophones requis, *i.e.* 3. La disposition des 3 instruments restant ne change pas par rapport à MARCHE 1 mais le manque d'un hydrophone à l'ouest du réseau se traduit par une augmentation du champ d'erreur dans cette zone. L'asymétrie dans la distribution du champ d'incertitude entre la partie est et la partie ouest est encore plus marquée que pour le réseau précédent. Cette asymétrie n'est plus visible pour le réseau MARCHE 3 puisque l'hydrophone manquant a été redéployé et mouillé plus à l'est. Les champs d'incertitudes à l'intérieur de MARCHE 3 sont mieux contraints que pour les autres réseaux MARCHE et sont de l'ordre de 4 km et 4 s. On retrouve les mêmes valeurs pour HM10-11. Cependant, l'ajout d'un cinquième hydrophone contraint beaucoup plus et diminue le champ d'erreur à l'intérieur du réseau (comparer Figs. 2.19 et 2.20). La perte d'un instrument dans la partie ouest du réseau HM12-14 favorise l'augmentation des erreurs dans cette zone, comparé au résultat de HM10-11.

La comparaison de la géométrie de ces différents réseaux montre ainsi la sensibilité des réseaux à la suppression d'un hydrophone et à la disposition des instruments. De ce fait, la localisation d'un événement est préférable quand elle est obtenue avec plus de trois enregistrements et sera plus précise lorsque l'événement a lieu au sein du réseau. Il est vrai que la localisation de la source de l'onde T dépend aussi des effets bathymétriques qui peuvent introduire des biais. Toutefois, à l'intérieur du réseau, les biais dus à ces effets sont amoindris puisque le réseau est

distribué autour du vrai épicentre. Ces différents facteurs doivent être pris en compte lorsque l'on étudie les événements localisés en dehors du réseau ou ceux localisés avec peu d'hydrophones.

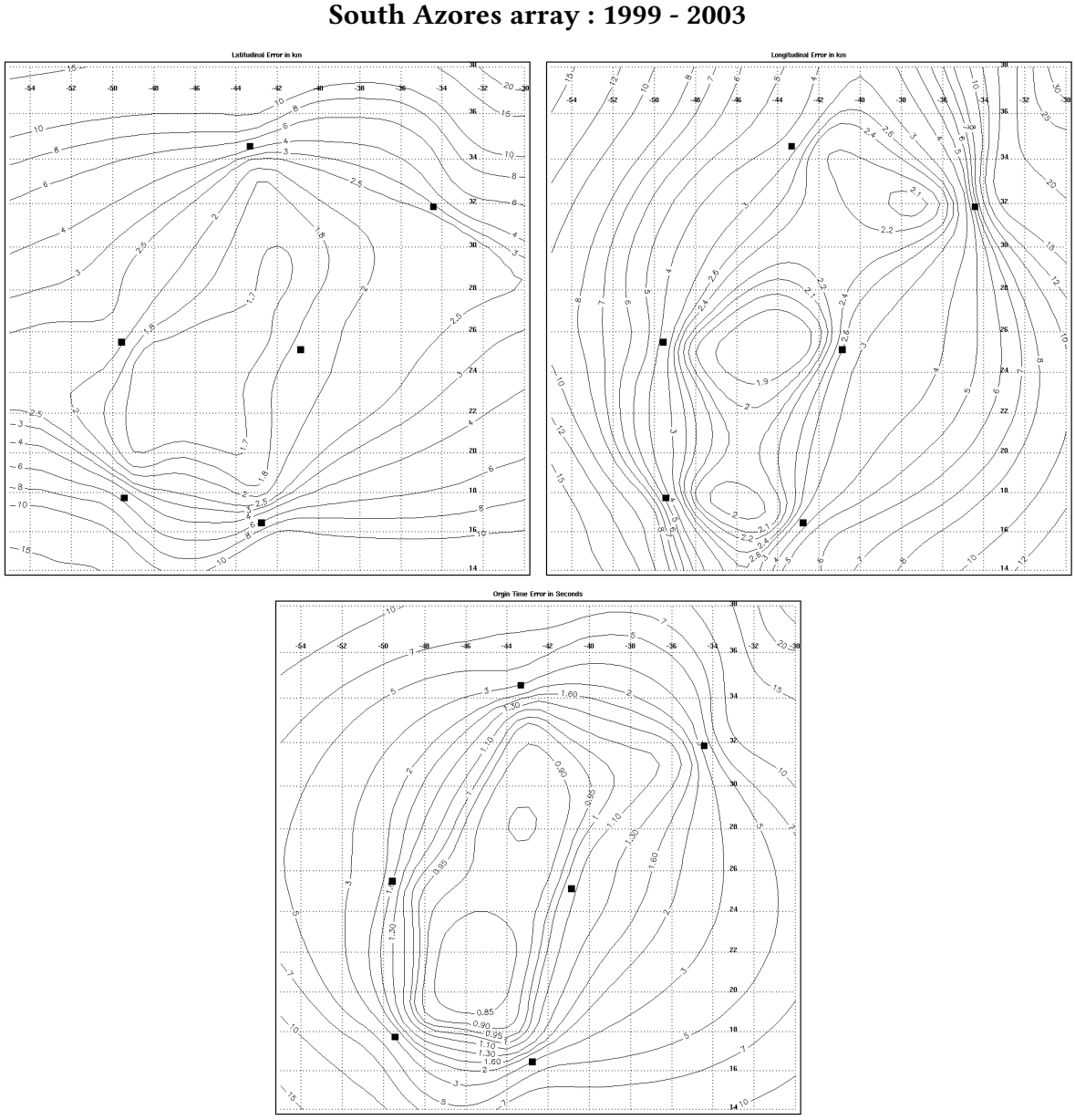


FIGURE 2.16 – Champs d'incertitude calculés pour le réseau Sud Açores (6 AUHs représentés par des carrés). De haut en bas, incertitudes de localisation en latitude, longitude (en kilomètres) et temps origine (en secondes). (com. pers., Andy T. K. Lau, 2017).
Predicted error fields for the South Azores array (6 AUHs represented by squares). From top to bottom Predicted error in latitude, longitude (in kilometers) and origin time (in seconds). (pers. com., Andy T. K. Lau, 2017).

Marche 1 array : 2005 - 2006

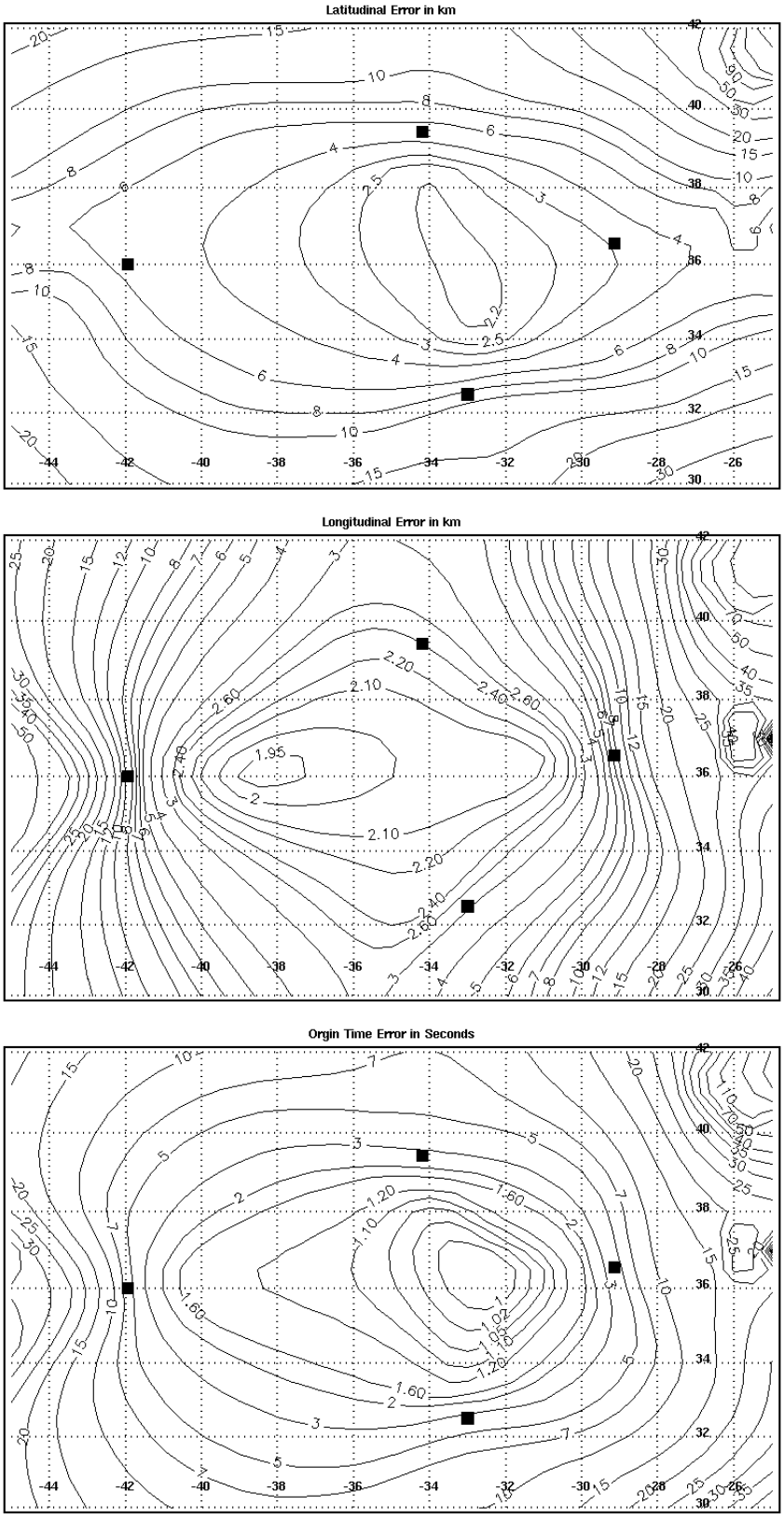


FIGURE 2.17 – Champs d'incertitude calculés pour le réseau MARCHE 1 (4 AUHs représentés par des carrés). De haut en bas, incertitudes de localisation en latitude, longitude (en kilomètres) et temps origine (en secondes). (com. pers., Andy T. K. Lau, 2017).
Predicted error fields for the MARCHE 1 array (4 AUHs represented by squares). From top to bottom Predicted error in latitude, longitude (in kilometers) and origin time (in seconds). (pers. com., Andy T. K. Lau, 2017).

Marche 2 array : 2006 - 2007

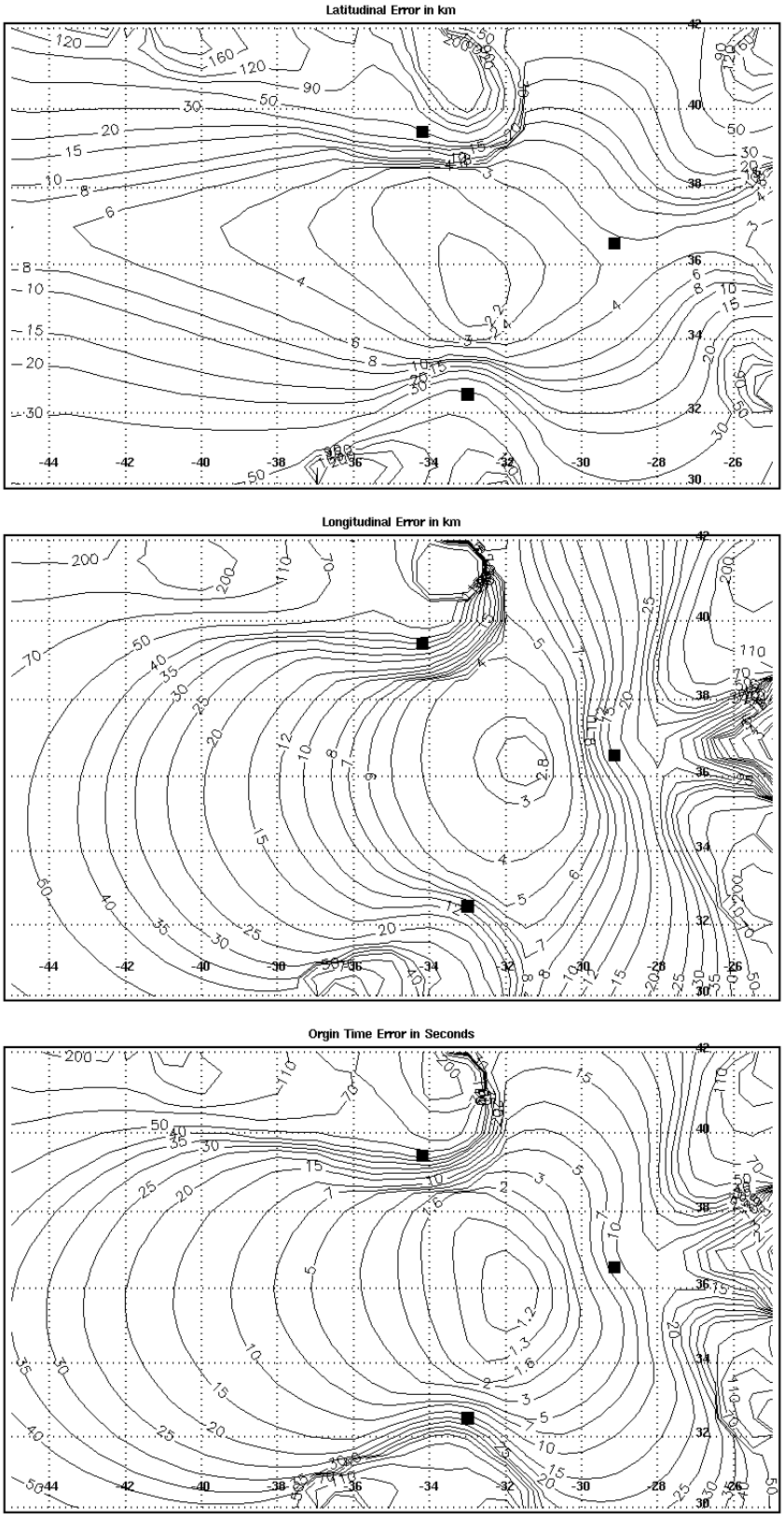


FIGURE 2.18 – Champs d'incertitude calculés pour le réseau MARCHE 2 (3 AUHs représentés par des carrés). De haut en bas, incertitudes de localisation en latitude, longitude (en kilomètres) et temps origine (en secondes). (com. pers., Andy T. K. Lau, 2017).
Predicted error fields for the MARCHE 2 array (3 AUHs represented by squares). From top to bottom Predicted error in latitude, longitude (in kilometers) and origin time (in seconds). (pers. com., Andy T. K. Lau, 2017).

Marche 3 array : 2007 - 2008

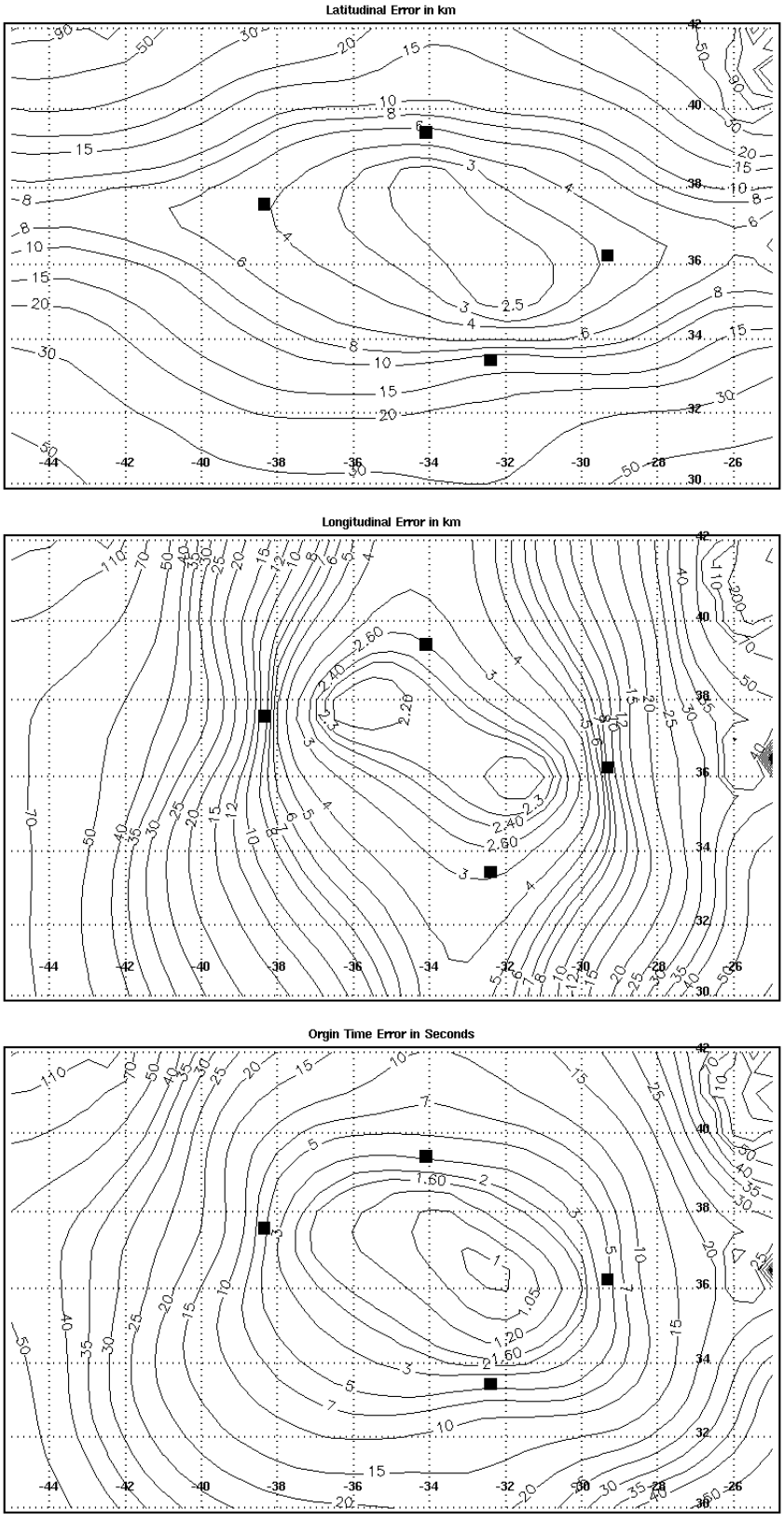


FIGURE 2.19 – Champs d'incertitude calculés pour le réseau MARCHE 3 (4 AUHs représentés par des carrés). De haut en bas, incertitudes de localisation en latitude, longitude (en kilomètres) et temps origine (en secondes). (com. pers., Andy T. K. Lau, 2017).
Predicted error fields for the MARCHE 3 array (4 AUHs represented by squares). From top to bottom Predicted error in latitude, longitude (in kilometers) and origin time (in seconds). (pers. com., Andy T. K. Lau, 2017).

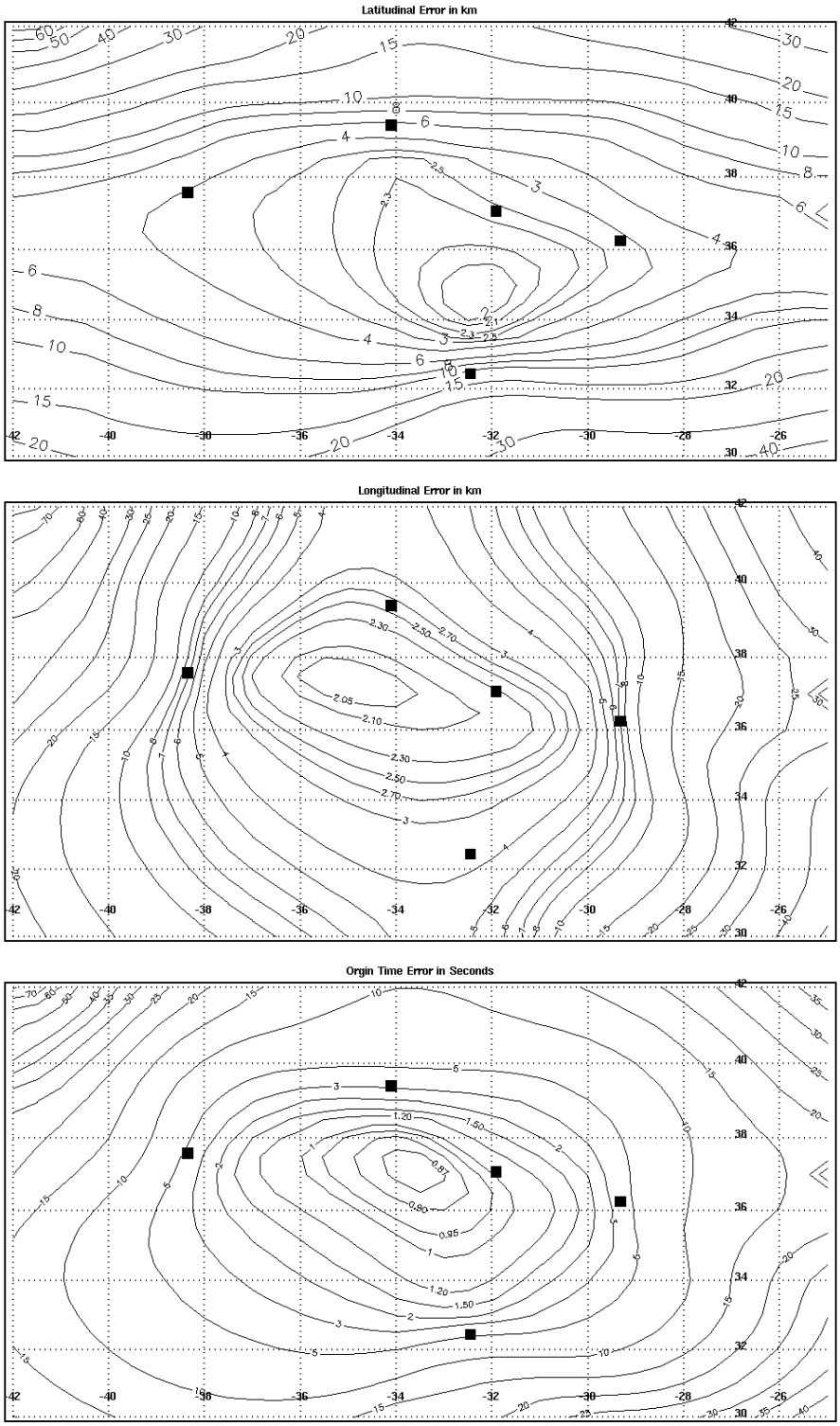


FIGURE 2.20 – Champs d'incertitude calculés pour le réseau HYDROMOMAR 2010 - 2011 (5 AUHs représentés par des carrés). De haut en bas, incertitudes de localisation en latitude, longitude (en kilomètres) et temps origine (en secondes). (com. pers., Andy T. K. Lau, 2017).
Predicted error fields for the HYDROMOMAR 2010 - 2011 array (5 AUHs represented by squares). From top to bottom Predicted error in latitude, longitude (in kilometers) and origin time (in seconds). (pers. com., Andy T. K. Lau, 2017).

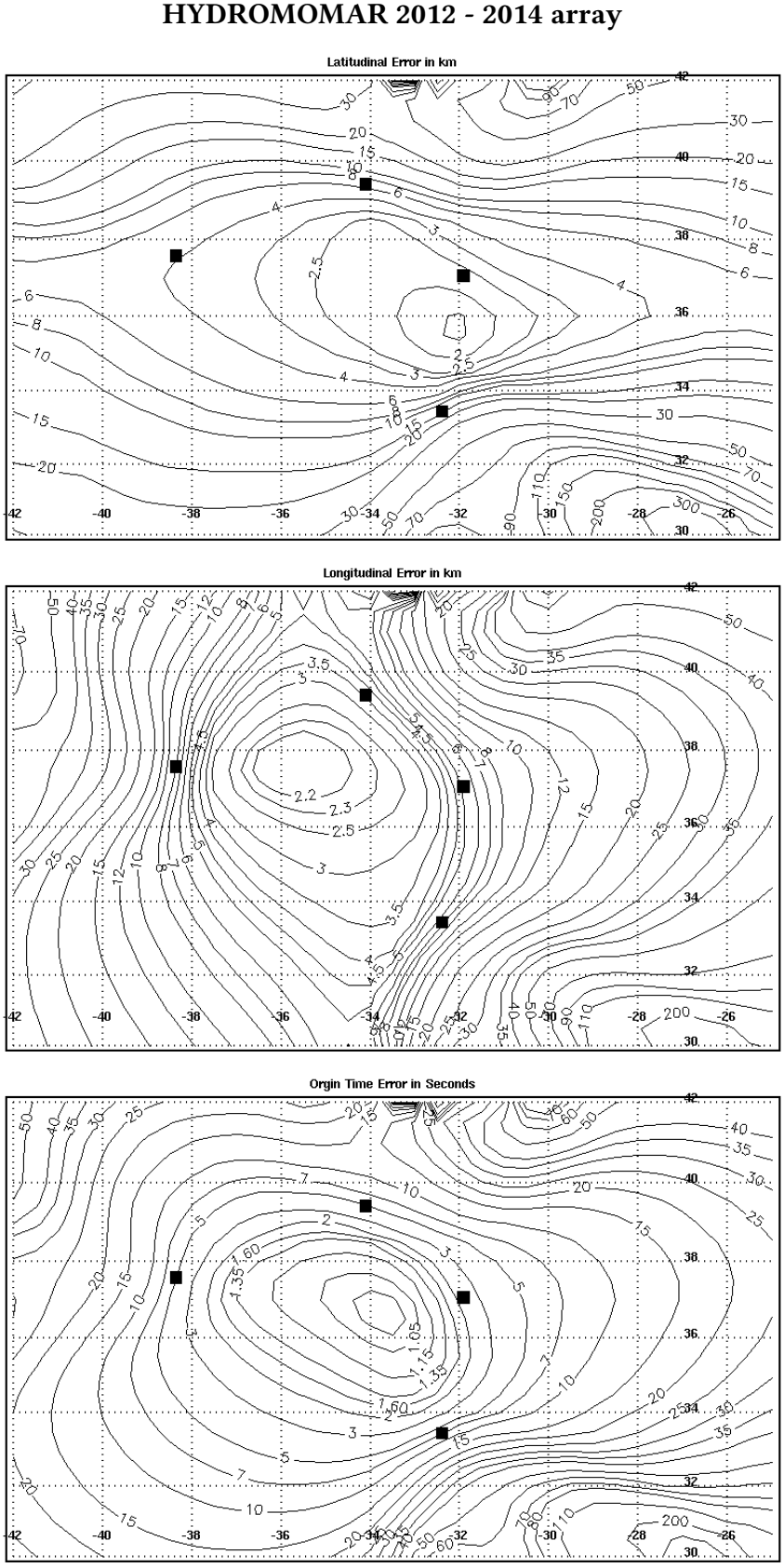


FIGURE 2.21 – Champs d'incertitude calculés pour le réseau HYDROMOMAR 2012 - 2014 (4 AUHs représentés par des carrés). De haut en bas, incertitudes de localisation en latitude, longitude (en kilomètres) et temps origine (en secondes). (com. pers., Andy T. K. Lau, 2017).
Predicted error fields for the HYDROMOMAR 2012 - 2014 array (4 AUHs represented by squares). From top to bottom Predicted error in latitude, longitude (in kilometers) and origin time (in seconds). (pers. com., Andy T. K. Lau, 2017).

2.5.3 Estimation de l'énergie de la source & seuil de détection

Estimation du Source Level

L'ampleur d'un événement sismo-acoustique est caractérisée par son *Source Level* (ou niveau acoustique de l'onde T à sa source, SL) et s'exprime en $dB\ re\ 1\ \mu Pa\ @\ 1\ m$. Dans le cas de gros événements, le signal peut être coupé dans l'enregistrement et son SL sous-estimé. Ce paramètre est également calculé par le logiciel *Seas* après chaque localisation d'événement et est estimé à partir de la mesure du niveau acoustique au récepteur (*Receiver Level*, RL en $dB\ re\ 1\ \mu Pa$), de la réponse instrumentale ou sensibilité de l'hydrophone (*Instrumental Reponse*, IR en $dB\ re\ 1\ \mu Pa$) et de l'effet de l'atténuation en fonction du trajet de l'onde T (TL en $dB\ re\ 1\ m$, Eq. 2.3). On obtient la relation :

$$SL = RL + TL \tag{2.6}$$

$$avec\ RL = 20\ log_{10}(\frac{P}{P_0}) + IR \tag{2.7}$$

où P représente le niveau de pression enregistré par l'hydrophone et P_0 le niveau de pression de référence acoustique ($1\ \mu Pa$). IR est fournie par les fabricants des capteurs ($164\ dB\ re\ 1\ \mu Pa$ pour les hydrophones du LGO et $136\ dB\ re\ 1\ \mu Pa$ pour ceux du PMEL-NOAA).

Seuil de détection

En sismologie, la loi de Gutenberg-Richter est une loi empirigue qui décrit la décroissance de nombre de séismes cumulés avec la magnitude (Gutenberg and Richter, 1944).

$$log_{10}(N) = a - bM \tag{2.8}$$

où N est le nombre cumulé d'événements avec une magnitude sismique $M \geq M_c$. M_c correspond à la magnitude de complétude d'un catalogue (*magnitude of completeness*) qui détermine la valeur minimale à partir de laquelle un catalogue est considéré comme complet, *i.e.* tous les événements d'une même magnitude ont été enregistrés. a et b sont des constantes empiriques. a est une constante qui dépend du nombre total d'événements, c'est un indicateur du taux de sismicité et b représente la proportion d'événements de forte magnitude par rapport à des événements plus petits. Une forte valeur de b traduit une grande proportion de petits événements tandis qu'une petite valeur de b correspond à la présence de peu d'événements de faible magnitude et a une valeur généralement proche de 1 (Frohlich and Davis, 1993). La signification de b est sujet de débat et de nombreuses études tentent d'expliquer ses variations d'une région à une autre par des paramètres physiques (*e.g.* le mécanisme au foyer (Schorlemmer et al., 2005), la proximité d'une chambre magmatique (fort b, Wyss et al. (2001)) ou encore la déformation appliquée au milieu (b plus élevé dans une roche ductile, Scholz (1968)) semblent influer sur la valeur de b.

Comme les séismes continentaux, les séismes des dorsales suivent aussi la loi de Gutenberg-Richter (Francis, 1968). Il y a un peu moins de vingt ans, Bohnenstiehl et al. (2002) ont établi une relation empirique taille-fréquence en fonction du *Source Level* des événements qui peut ainsi s'appliquer aux séismes hydroacoustiques.

$$log_{10}(N_t) = a_t - b_t SL \tag{2.9}$$

où N_t est le nombre cumulé d'événements avec une magnitude acoustique $SL \geq SL_c$, SL_c correspond au *Source Level* de complétude (*Source Level of completeness*), a_t et b_t sont également deux constantes empiriques. b_t représente la distribution taille-fréquence. Tout comme pour b, sa signification n'est pas claire. Il semblerait que sa valeur dépende des *Source Level* des événements du catalogue et qu'il reflète les capacités de détection du réseau. Son interprétation est d'autant plus complexe que le *Source Level* des ondes T ne prend pas en compte uniquement l'énergie du séisme.

Les sous-sections suivantes décrivent les différentes analyses effectuées sur le catalogue hydroacoustique. L'analyse du catalogue hydroacoustique a pour but d'étudier d'une part la sismicité à grande échelle, ce qu'on appelle la sismicité de fond (section 2.5.5) et d'autre part les recherches de crises sismiques (section 2.5.4). La caractérisation de ces crises a pour but de mieux comprendre les processus d'accrétion actifs à l'échelle des segments.

2.5.4 Analyse des crises sismiques

Recherche spatio-temporelle des crises sismiques

L'étude des crises sismiques a pour but de mettre en évidence les processus d'accrétion actifs à l'échelle des segments de dorsale. L'analyse *Single Link Cluster* (SLC) a été développée par Frohlich and Davis (1990) et Davis and Frohlich (1991). Elle s'apparente à un algorithme de classification hiérarchique et permet d'identifier et regrouper des événements sismiques de manière spatio-temporelle, indépendamment de la nature des processus les générant (origine tectonique ou magmatique). Ces groupes d'événements forment des séquences (*clusters*) qui sont extraites des catalogues hydroacoustiques considérés. Cette méthode est utilisée dans l'étude de la sismicité issue des catalogues hydroacoustiques (*e.g.* Bohnenstiehl et al. (2002); Simao et al. (2010); Tsang-Hin-Sun et al. (2016)) mais aussi pour la recherche de crises à partir des catalogues télésismiques (Schlindwein, 2012). L'élaboration des séquences se fait par le paramètre D.

$$D = \sqrt{d^2 + C^2 t^2} \tag{2.10}$$

où D est une variable spatio-temporelle exprimée en ST-km (kilomètre espace-temps, *Space-Time kilometer*), d est la distance entre deux épicentres (en km), t est l'intervalle de temps entre leur temps origine (en jours), C est une constante liée au temps et à la distance. Il est possible de ne pas intégrer la partie temporelle en prenant $C = 0$. D'après Davis and Frohlich (1991), il

est conseillé de choisir C = 1 km.jour^{-1}, ce qui signifie que deux événements simultanées mais séparés de 10 km auront la même valeur D que deux événements dont les épicentres coïncident mais ayant lieu à 10 jours d'intervalle. Une fois la proximité des événements déterminée en terme de kilomètre espace-temps, ils peuvent être regroupés et former des séquences. De cette manière, les événements sont d'abord groupés en binôme puis intègrent ainsi de suite d'autres événements, formant des séquences de plus en plus importantes jusqu'à ce que tous les événements soient liés (Fig. 2.22b). Le nombre de liens doit être égal au nombre d'événements dans les catalogues moins un.

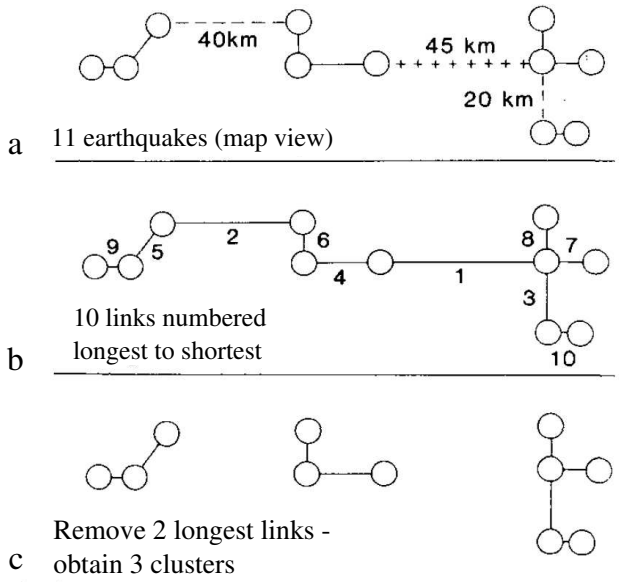


FIGURE 2.22 – Schéma du regroupement des événements selon un paramètre D selon l'analyse hiérarchique *Single-Link Cluster*. Dans cet exemple, la valeur D est exprimée uniquement en km. (a) 11 événements (cercle) sont liés à leur plus proche voisin (lignes continues), puis au groupe voisin le plus proche (lignes pointillées et + + +). (b) Tous les événements sont reliés (10 liens). (c) Pour définir les séquences, les plus grands liens sont enlevés. Dans ce cas, les groupes sont formés par des événements ayant lieu dans une zone de 20 km. Aucun événement d'un groupe n'a lieu dans les 20 km d'un événement d'un autre groupe. D'après Frohlich and Davis (1990).
Diagram of clustering in Single-Link Cluster analysis with a D parameter. In this exemple, the D value is expressed in km. (a) 11 events (circle), each is linked to its nearest neighbour (solid lines), then each group formed in this way is linked to its nearest neighbouring group (dashed and + + + lines). (b) All events are joined (10 links). (c) In order to determine clusters, larger links are removed. Here, clusters are defined by events occuring in an area of 20 km. No events of one group is within 20 km of an other group event. After Frohlich and Davis (1990).

La valeur seuil D_c détermine la valeur D maximum dans le regroupement des événements, *i.e.* les événements connectés par des liens $D \leq D_c$ formeront une séquence tandis que ceux reliés par une valeur $D \geq D_c$ seront séparés (Fig. 2.22c, ici D_c = 20 km). Nyffenegger and Frohlich (2000) suggèrent que la valeur seuil D_c soit choisie telle que :

$$D_c = 0.8D_1 \tag{2.11}$$

où D_1 est la longueur médiane des liens obtenus dans le catalogue considéré (en ST-km) et représente la densité spatio-temporelle d'épicentres présents dans chaque région ainsi que les capacités de détection du réseau considéré (Bohnenstiehl et al., 2002).

Ainsi, on trouve dans la littérature différentes valeurs de D_1 selon les catalogues hydroacoustiques déployés dans les océans (table 2.2). Dans l'océan Atlantique, la zone de déploiement, la géométrie des réseaux d'hydrophones ainsi que le nombre d'instruments ont évolué au cours du temps expliquant les différentes valeurs de D_1 variant entre 7 et 23.4 ST-km. La faible valeur obtenue pour le catalogue HM10-11 est de l'ordre de celles trouvées dans le Nord-Est Pacifique. Elle peut s'expliquer par une plus petite dispersion des épicentres ou bien par la détection d'un plus grand nombre d'événements. La forte valeur obtenue pour le réseau M2 est probablement due à une plus grande dispersion des événements du fait d'une localisation moins bien contrainte des événements (seulement 3 hydrophones). La valeur la plus élevée est celle du réseau OHASISBIO possiblement due à une détection moindre d'événements sismiques en comparaison aux autres régions.

TABLE 2.2 – Différente valeur de D_1 en fonction des catalogues. *Different D_1 value regarded to the catalog.*

Expérience hydroacoustique	D_1 (ST-km)
ATLANTIQUE NORD	
Sud-Açores	11.2
Sud-Açores + SIRENA	15.6
SIRENA (Simao et al., 2010)	18.7
M1	16.5
M2	23.4
M3	18.5
HM10-11	7
HM12-14	11.6
INDIEN AUSTRAL	
DEFLO (Tsang-Hin-Sun, 2016)	19
OHASISBIO (Tsang-Hin-Sun, 2016)	35
NORD-EST PACIFIQUE	
SOSUS - faille Blanco (Bohnenstiehl et al., 2002)	9.5
SOSUS - segment Endeavour (Bohnenstiehl et al., 2002)	6

Distribution temporelle des séquences

L'activité sismique des dorsales médio-océaniques est générée par deux mécanismes principaux, les séismes engendrés par des processus tectoniques et ceux provoqués par des mouvements de fluides (magmatisme, hydrothermalisme). Il est vrai qu'une même crise n'implique pas forcément un seul type de processus. Cependant, on distingue de manière générale, les crises d'origine tectonique de celles d'origine magmatique. Mogi (1967) définit 3 types de séquences sismiques à savoir celles marquées par un choc principal suivi des répliques, celles caractérisées par des événements précurseurs suivis d'un choc principal et de répliques, et pour finir celles dont les événements ont une magnitude du même ordre et ne présentent aucune décroissance dans le temps (Fig. 2.23).

Ne disposant pas du mécanisme au foyer pour caractériser les déformations, la distribution temporelle des événements d'une séquence en fonction de leur *Source Level* donne une première information sur les mécanismes ayant déclenchés ces événements. Ainsi, les séquences comprenant un choc principal associé à un *Source Level* élevé et suivis d'une décroissance rapide des *Source Level* sont caractéristiques d'événements tectoniques dus à la rupture d'un plan de failles. A l'inverse, les séquences caractérisées par des *Source Level* plutôt uniformes et l'absence de choc principal sont désignées par le terme d'essaims (*swarm*). Ces essaims sont généralement caractéristiques de processus liés à l'activité magmatique (Fox et al., 2001b; Goslin et al., 2012) comme l'intrusion de dikes (Dziak et al., 2007; Tsang-Hin-Sun et al., 2016) ou les éruptions volcaniques (Dziak and Fox, 1999).

Il n'est pas toujours aisé de classifier de cette manière les séquences. Certaines analyses peuvent aider à la compréhension des phénomènes générant ces crises sismiques. De nombreux auteurs ont montré que la migration des épicentres d'une même séquence sismique est un argument pour la mise en place de dikes mantelliques (*e.g.* Einarsson and Brandsdóttir (1978); Dziak et al. (2004b); Tsang-Hin-Sun et al. (2016)). Les séquences tectoniques provoquées par un choc principal suivi du rééquilibrage des contraintes dans la croûte suivent une loi de décroissance semblable aux crises tectoniques observées à terre.

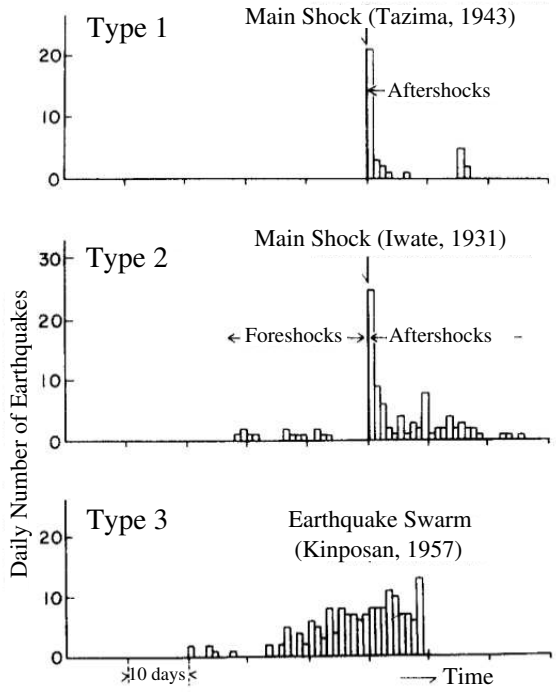


FIGURE 2.23 – 3 types de séquences sismiques. Le type 1 et 2 représentent des séquences sismiques d'origine tectonique et le type 3 correspond à un essaim probablement d'origine magmatique. D'après Mogi (1967).
Three types of earthquake sequences. Type 1 and 2 represent tectonic sequences and type 3 corresponds to a swarm, probably of magmatic origin. After Mogi (1967).

Loi d'Omori Modifiée

La loi d'Omori Modifiée (MOL) permet de distinguer dans une séquence sismique des processus générés dans un contexte tectonique si le nombre de séismes cumulés dans le temps est en accord avec la MOL calculée pour cette séquence. Cette loi a d'abord été étudié par Omori (1894) avant d'être modifiée par Utsu et al. (1995).

$$N(t) = K(c+t)^{-p} \tag{2.12}$$

où N est le nombre cumulé de répliques au temps t, K représente le nombre d'événements dans la séquence et la taille du choc principal, c correspond au taux d'activité des événements au début de la séquence et p est le taux de décroissance, il reflète la vitesse de décroissance des événements avec le temps. La loi d'Omori initiale est obtenue pour $c = 0$ et $p = 1$. D'après Utsu et al. (1995), la valeur de p, en moyenne de 1.1, peut varier entre 0.6 et 2.5. Des valeurs élevées de p (> 1) reflètent un relâchement rapide des contraintes où le taux de décroissance rapide des répliques peut traduire une température élevée dans la région de l'hypocentre (Bohnenstiehl et al., 2002; Klein et al., 2006). Simao et al. (2010) obtiennent de fortes valeurs de p pour deux séquences sismiques ($p = 2.7$ et 2.3) qu'ils associent au fonctionnement de failles de détachement typiques d'une accrétion asymétrique (présence de minéraux peu robustes qui induisent un relâchement rapide des contraintes le long du plan de faille). De même, la circu-

lation de fluides hydrothermaux peut réduire la résistance d'un plan de faille (*i.e.* processus de serpentinisation, (Goslin et al., 2005; Simao et al., 2010)).

Les paramètres K, c et p de la MOL sont estimés en utilisant la méthode *Maximum Likelihood* (Ogata, 1983). Une séquence peut suivre cette relation de décroissance durant toute sa durée ou bien uniquement pendant un intervalle de temps. Le logiciel *SAseis*[4] permet d'obtenir ces trois paramètres et de les choisir de façon à maximiser le logarithme de la fonction *likelihood* (Utsu, 1997).

$$L = \{\prod_{i}^{N} \lambda(t_i)\} \exp\{-\int_{S}^{T} \lambda(t)dt\} \tag{2.13}$$

où L le logarithme de la fonction *likelihood*, S et T l'intervalle de temps. Ainsi, si les événements ayant lieu après le choc principal suivent la MOL durant l'intervalle de temps $[S, T]$, on peut considérer que ceux-ci sont des répliques.

Afin d'évaluer la qualité de la corrélation entre une séquence sismique et sa MOL, on procède au calcul de la statistique d'*Anderson-Darling* A^2 (Nyffenegger and Frohlich, 1998, 2000).

$$A^2 = -N + \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(2i-1)[\ln(u_i) + \ln(1-u_{N+1-i})] \tag{2.14}$$

où A^2 représente la valeur du test d'*Anderson-Darling*, N correspond au nombre d'événements dans la séquence, les paramètres S et T sont l'intervalle de temps $[S, T]$ choisi pour le calcul de la MOL. c et p sont des constantes empiriques et t_i est le temps pour l'événement i. u_i représente la fonction de répartition (CDF), elle permet de calculer la probabilité cumulée d'une valeur de i donnée.

$$u_i = \frac{(t_i + c)^{1-p} - (S + c)^{1-p}}{(T + c)^{1-p} - (S + c)^{1-p}}$$

Une valeur de $A^2 < 1$ indique un très bonne corrélation de la distribution des événements sismiques de la séquence considérée avec sa MOL calculée tandis qu'une valeur de $A^2 < 2$ indique une corrélation acceptable mais pas robuste. (Nyffenegger and Frohlich, 1998, 2000; Bohnenstiehl et al., 2002).

2.5.5 Répartition axiale de la sismicité

L'activité sismique de la dorsale à grande échelle n'est pas forcément reliée aux séquences sismiques majeures qui sont limitées en temps et non représentatives du régime sismique permanent. Au contraire, l'intérêt de l'étude de la sismicité sans les séquences est d'analyser les données de sismicité sur le long terme afin d'observer la présence ou non d'un cycle sismique dans la distribution de la déformation. Cette analyse a également pour but de mettre en évidence des zones le long de la dorsale plus ou moins actives sismiquement et de différencier

4. programme utilise la procédure d'optimisation de Fletcher-Powell

ainsi les zones où se concentrent l'activité des zones asismiques ou calmes.

Ainsi, la sismicité de fond est obtenue en enlevant toutes les séquences issues de l'analyse SLC du catalogue hydroacoustique (*declustered catalog*). De la même façon, on peut rechercher des séquences sismiques dans le catalogue des réseaux globaux via une analyse SLC et obtenir par la suite un catalogue de téléséismes sans les séquences sismiques. Ainsi, les deux sortes de catalogues (hydroacoustiques et réseaux globaux) de sismicité sans les séquences peuvent être comparées le long de l'axe.

Les différents réseaux déployés le long de la DMA ont permis l'établissement de catalogues hydroacoustiques sur du long terme qui s'étendent spatialement entre 12°N et 54°N. Afin d'étudier la distribution de la sismicité le long de l'axe de la dorsale, il est nécessaire de prendre en compte les pôles de rotation qui décrivent le mouvement relatif actuel des plaques séparées par l'axe de la DMA. Ce dernier constitue la frontière entre différentes plaques tectoniques. Du nord des Açores jusqu'au point triple, l'axe délimite la plaque Nord Américaine de la plaque Eurasienne. Puis du point triple des Açores jusqu'à 14.5°N, ce sont les plaques Nord Américaine et Nubienne qui divergent. Au sud de ce point, la frontière se fait entre la plaque Sud Américaine et la plaque Nubienne. Ainsi, 3 pôles de rotation différents doivent être pris en compte en fonction de la zone de la DMA considérée.

Dans notre cas, l'étude de la sismicité se fait uniquement entre la faille transformante de Charlie-Gibbs et ne dépasse pas 14.5°N. De ce fait, les pôles de rotations des plaques Nubienne - Nord Américaine (NB-NA) et Européenne - Nord Américaine (EU-NA) suffisent, leurs coordonnées respectives sont données par les *best-fitting* de DeMets et al. (2010) ; NB-NA : 79.2°N, 40.2°E & EU-NA : 61.8°N, 139.6°E. Les coordonnées du point triple des Açores (38.83°N, 30°W) sont issues de Luis et al. (1994). Les équations ci-dessous sont celles utilisées pour le calcul de la distance δ (en km) le long de l'axe entre le point triple des Açores et un événement quelconque en prenant en compte le pôle de rotation de la zone considérée.

$$\Delta_0 = \sin(\lambda_p) * \sin(\lambda_t) + \cos(\lambda_p) * \cos(\lambda_t) * \cos(\phi_p - \phi_t) \tag{2.15}$$

$$\delta_0 = 111.19 * \arccos(\Delta_0)$$

où Δ_0 est la distance le long du grand arc entre le pôle de rotation (λ_p, ϕ_p) et le point triple des Açores (λ_t, ϕ_t), $delta_0$ la distance en km entre ces deux points. Les latitudes sont notées λ et les longitudes ϕ.

$$\Delta = \sin(\lambda_p) * \sin(\lambda_e) + \cos(\lambda_p) * \cos(\lambda_e) * \cos(\phi_e - \phi_e) \tag{2.16}$$

$$\delta = 111.19 * \arccos(\Delta) - \delta_0$$

où Δ est la distance le long du grand arc entre le point triple des Açores et un événement (λ_e, ϕ_e), δ la distance en km entre ces deux points. C'est cette distance qui sera reporté sur les graphiques montrant la distribution de la sismicité le long de l'axe de la dorsale.

Chapitre 3

Traitement des données géophysiques

Sommaire

3.1 Données de sismicité 99
3.1.1 Catalogue de sismicité terrestre 99
3.1.2 Catalogues hydroacoustiques 103
3.1.3 Du *Source Level* à la magnitude 113
3.2 Modélisation de la source acoustique des ondes T 122
3.2.1 Démarche 122
3.2.2 Résultats principaux 125
3.2.3 Conclusion & limitations 129
3.3 Anomalies gravimétriques : MBA 130
3.3.1 Calcul de la MBA satellitaire 131
3.3.2 MBA haute résolution 132

Summary

This chapter relates to the geophyiscal data treatment. The northern MAR can be divided in 3 areas from north to south : SIRENA (53°N-40°N), MoMAR (38°N-32°N) and SA (35°N-15°N). The different catalogues of seismicity used in this thesis work are presented, including the hydroacoustic and teleseismic ones. The land-based stations record global seismicity for over 50 years, supplying long term data along the MOR axis. Since 1995, the establishment of new land-based stations allows the detection of lower magnitude $m_b < 4$. For consistency, only subsequent events to 1995 are selected, being 19 years of data (until 2014). The Global Centroid Moment Tensor solution can be provide for some of the greatest teleseismic events (generally $m_b \geq 5$), reflecting the seismic source mechanism. The magnitude of completeness associated to the teleseismic catalogue of the northern MAR is around $m_b \simeq 4$. The teleseismic catalogue has a greatest detection threshold than the hydroaoucoustic one ($m_b \simeq 2.4$-3), but is complementary and essential for the seismicity analysis. The 7 hydroacoustic catalogues of the northern MAR (those from 1999 to 2014) are detailed and compared (localisation uncertainties, Source Level of completeness, number of events).

The relation between magnitude and Source Level is examined. The results show the difficulty to obtain a correlation. Moreover, an adequate relationship require a large number of events detected by hydrophone arrays and land-based stations as well.

A modelling work of the T-waves acoustic source is presented. Two sets of simulations are realised to investigate the distribution of the acoustic energy : 1) after the seismo-acoustic conversion phase of the waves ; 2) before the horizontal propagation phase of the T-waves in the sound channel. The acoustic energy radiated from the seafloor represents the T-waves acoustic source. This work is focused on the hypocenter depth and the bathymetry variations around the epicenter. At this scale, the observed acoustic energy variations can already suggest the difficulty to link the acoustic energy with the magnitude.

The gravity anomalies are shortly introduced (Free-air, Bouguer, Mantle Bouguer, Residual Mantle Bouguer anomalies). Along the slow spreading ridge, the Mantle Bouguer Anomalies (MBA) forms circular shapes, called bull's eyes anomalies, centered over each segment center. This reflects the crustal thickness and/or crustal/mantle density variations. Therefore, MBA can be linked to the mantle thermal structure at segment scale, showing difference in magma supply between segment center and extremities. The MBA can be computed from : satellite data (where real bathymetric data exist along the ridge axis) or gravimetric data obtained during campaigns at sea. Examples of higher resolution gravity models are presented.

Ce chapitre porte sur les différentes données géophysiques utilisées au cours de cette thèse. La première partie de ce chapitre présente les catalogues de sismicité réalisés à partir des enregistrements hydroacoustiques et télésismiques. Elle se concentre également sur les incertitudes de localisations des réseaux hydroacoustiques ainsi que sur les relations entre la magnitude et le *Source Level*. La deuxième partie présente un travail de modélisation réalisée sur la source acoustique des ondes T. Pour finir, la dernière partie introduit les données gravimétriques et le calcul de l'anomalie de Bouguer réduite au manteau.

3.1 Données de sismicité

3.1.1 Catalogue de sismicité terrestre

Les catalogues de sismicité terrestres fournissent différents types de magnitudes. Parmi elles, les magnitudes de volume (m_b) et de surface (M_S) sont définies respectivement à partir de l'amplitude des ondes P et des ondes S (Richter, 1935). Toutes deux sont utilisées pour les séismes lointains. La magnitude de volume est utilisée pour les séismes profonds tandis que celle de surface représente majoritairement les séismes peu profonds. Ainsi, cette dernière est plus adaptée au contexte de la sismicité au niveau des dorsales océaniques. Cependant, elle est moins échantillonnée que la magnitude de volume qui est définie pour tous les séismes (Fig. 3.1). La magnitude de moment (M_w) ou de Kanamori est généralement estimée pour les gros séismes d'une magnitude supérieure à 5. Elle se différencie des deux précédentes du fait qu'elle est calculée à partir d'un modèle physique de source sismique (Kanamori, 1983). Seuls les événements de magnitude $m_b \geq 4$ peuvent être définis par ce type de magnitude au niveau des dorsales océaniques (Fig. 3.1).

Les réseaux sismologiques terrestres enregistrent la sismicité globale depuis plus de 50 ans, fournissant des données à long terme à l'axe des dorsales océaniques. En 1995, l'apport de nouvelles stations sismologiques, plus sensibles et couvrant une plus grande partie du globe, permet de détecter plus efficacement les séismes de plus faibles magnitudes $m_b < 4$ (Fig. 3.2). Bien que disposant de données depuis 1964 grâce à l'installation des réseaux pionniers, seuls les événements postérieurs à 1995 seront utilisés pour une homogénéité de la représentativité des différentes magnitudes. De même, dans un souci d'homogénéité du calcul des magnitudes (volume m_b, surface M_S et moment M_w), le catalogue de téléséismes est réalisé uniquement avec les événements déterminés par le catalogue ISC (International Seismological Centre, 2016). L'accès aux tenseurs des moments se fait par le catalogue *Global Centroid Moment Tensor* (GCMT, Ekström et al. (2012)). Le tenseur des moments est généralement calculé pour les plus forts séismes, $m_b \geq 5$, mais l'on peut parfois l'obtenir pour des magnitudes moins élevées, $m_b \geq 4.3$. Les magnitudes de complétude obtenues pour les catalogues des réseaux terrestres de la dorsale médio-Atlantique Nord est de l'ordre de $m_b \simeq 4$ (Bohnenstiehl et al., 2003; Goslin et al., 2012). L'éloignement des dorsales océaniques des zones de surveillance et l'atténuation

des ondes sismiques dans la croûte terrestre ne favorisent pas la détection de séismes de plus faible magnitude.

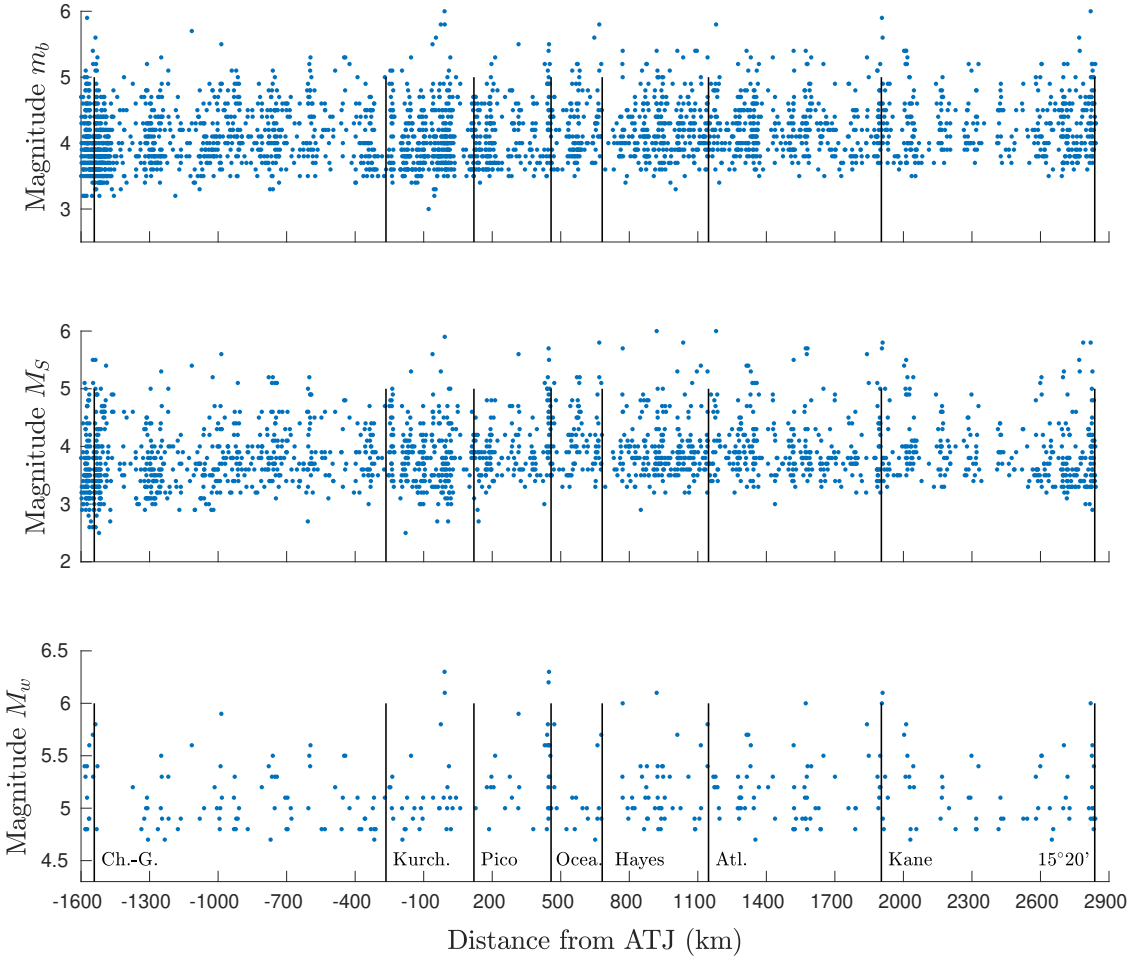


FIGURE 3.1 – Répartition des différents types de magnitude le long de l'axe de la dorsale, entre les failles transformantes de Charlie-Gibbs (52°18′N) et de Fifteen-Twenty (15°20′N), de 1995 à 2014. De haut en bas, magnitude de volume m_b, de surface M_S et de moment M_w.
Distribution of the different magnitude types along the ridge axis, between the Charlie-Gibbs (52°18′N) and Fifteen-Twenty (15°20′N) transform faults. From top to bottom, body-wave magnitude m_b, surface-wave magnitude M_S and moment magnitude M_w, from 1995 to 2014.

Peu représentative de l'occurrence des événements de faibles magnitudes, l'étude de la sismicité, à partir des catalogues de réseaux mondiaux est toutefois nécessaire et complémentaire à celle à partir des catalogues hydroacoustiques. Les catalogues des réseaux mondiaux apportent d'une part les informations sur les paramètres de la source sismique (cf chapitre précédent) avec le tenseur des moments reflétant la répartition spatiale de l'énergie du séisme, actuellement impossible à déterminer avec les ondes T ; d'autre part des données sur le long terme, 19 ans dans notre cas (1995 -2014), offrant une grande fenêtre temporelle du régime sismique généré au niveau de la DMA.

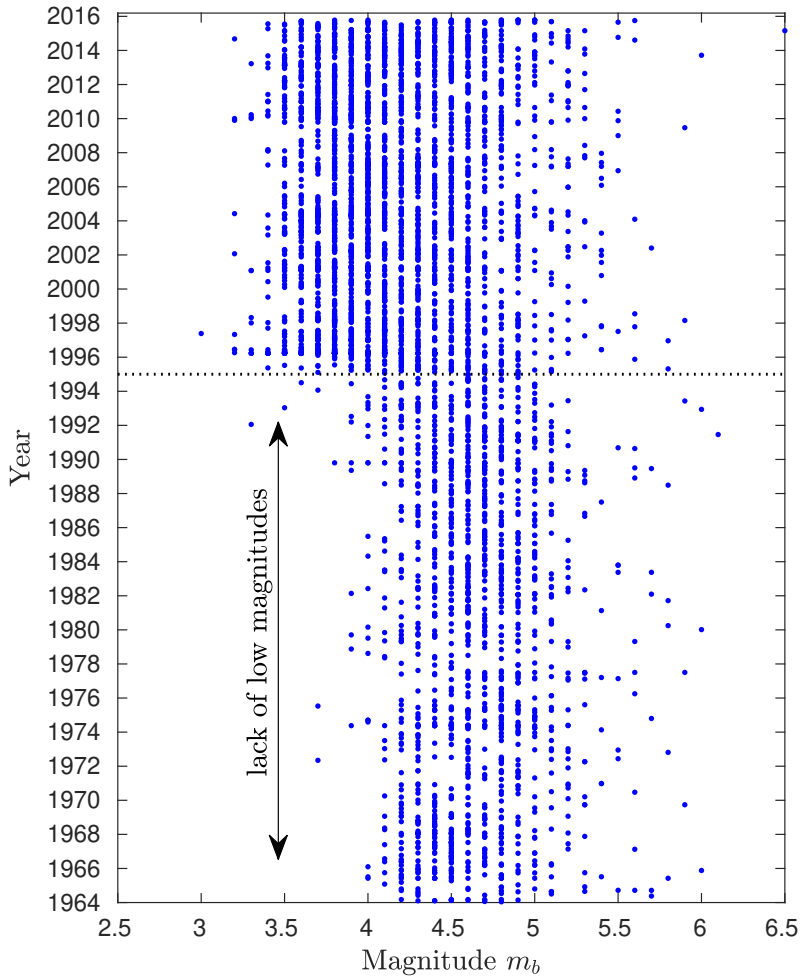


FIGURE 3.2 – Distribution des événements du catalogue ISC depuis 1964, entre 15 - 55°N. Les plus faibles magnitudes $m_b \leq 4$ sont réellement enregistrées à partir de 1995.
Distribution of the events from ISC catalogue since 1964, between 15 - 55° N. Lower magnitudes $m_b \leq 4$ *are truly recorded since 1995.*

La figure 3.1 montre la répartition des magnitudes selon leur type (m_b, M_S et M_w) le long de l'axe de la DMA Nord de 1995 à 2014. Plus de 3000 événements sont associés à une magnitude de volume, tandis que seulement 2158 ont une magnitude de surface et 394 une magnitude de moment. Les plus petites magnitudes sont données par la magnitude de surface, $M_S \leq 3$ tandis que les plus fortes sont obtenues avec la magnitude de moment, $M_w \geq 6$. D'après Bohnenstiehl et al. (2002), la magnitude de moment est préférée à celle de surface qui est elle même préférée à celle de volume (saturation rapide de m_b pour les forts séismes). Toutefois, au vue de la prépondérance du nombre d'événements associés à la magnitude de volume, cette dernière sera utilisée préférentiellement pour étudier la répartition de la sismicité. Des zones de sismicité plus ou moins actives se distinguent visuellement entre les failles transformantes Charlie-Gibbs et Fifteen-Twenty. Parmi ces zones, les premiers kilomètres s'étendant au sud et au nord de la faille transformante Oceanographer ainsi qu'au sud de Hayes, en sont des exemples frappants. Entre 2300 et 2600 km du point triple des Açores, une lacune de forts événements apparaît clairement et persiste au cours des 20 dernières années, contrastant avec des zones sismiquement plus actives comme la faille transformante Charlie-Gibbs (Fig. 3.1). Ces

variations de sismicité seront discutées dans le chapitre suivant. Des séismes de magnitudes moyennes, $3.5 \leq m_b \leq 4.5$, sont générés globalement tout le long de l'axe. Entre le système transformant de Charlie-Gibbs et la zone de fracture de Pico, des événements de faibles magnitudes, $M_S \leq 3$,sont enregistrés, cela est sans doute due à la proximité des stations terrestres dans cette zone (Réseau des Açores, Islande, côte Ouest européenne et Est américaine). Des zones subissant de plus forts séismes, avec $M_w \geq 6$, se démarquent à proximité des failles transformantes telles que Oceanographer, et Kane mais également entre ces structures majeures, entre 800 et 1000 km au sud des Açores et à proximité des Açores.

Microsismicité & OBS

Quelques études de microsismicité ont été réalisé le long de la DMA Nord. Avant les années 2000, une plus grande attention fut portée aux segments situées au sud de la faille transformante Atlantis (30°N). La première expérience date de 1982, au cours de laquelle Toomey et al. (1988) ont étudié le segment situé à 23°N. Par la suite, Kong et al. (1992) et Sohn et al. (2007) se sont focalisés sur le segment TAG à 26°N tandis que Wolfe et al. (1995) ont conduit leur expérience sur le segment Broken Spur à 29°N. Les premiers déploiements d'OBS au nord de la faille transformante Atlantis ont débuté avec Barclay et al. (2001) qui ont observé la microsismicité à l'échelle du segment OH1 à 35°N. Plus récemment, le segment Lucky Strike (37°20′N) a été le lieu de plusieurs expériences Dusunur et al. (2009); Crawford et al. (2013). Ces réseaux d'OBS permettent de détecter la microsismicité sur l'échelle de la dizaine de kilomètres, souvent associée à des magnitudes négatives qui ne peuvent être détectées par les réseaux sismologiques terrestres ou les réseaux d'hydrophones. Ces catalogues de microsismicité seront utilisés ponctuellement à titre comparatif lors d'études approfondies des mécanismes responsables de la déformation à l'échelle des segments (cf. chapitre 5).

Un réseau d'OBS installé depuis juillet 2011 dans le cadre du programme EMSO-AZORES surveille l'activité du volcan Lucky Strike sur quelque dizaines de kilomètres. Les réseaux d'hydrophones présents durant cette période ont enregistré très peu d'événements avec une faible erreur de localisation et aucune séquence sismique n'a été détectée dans cette zone depuis la crise majeure de 2001 (Dziak et al., 2004b). Bien qu'une très bonne détermination de la localisation des événements soit obtenue à l'intérieur des réseaux d'OBS, la dimension restreinte de ces derniers limite la probabilité d'obtenir des événements localisés également par les hydrophones dans cette zone.

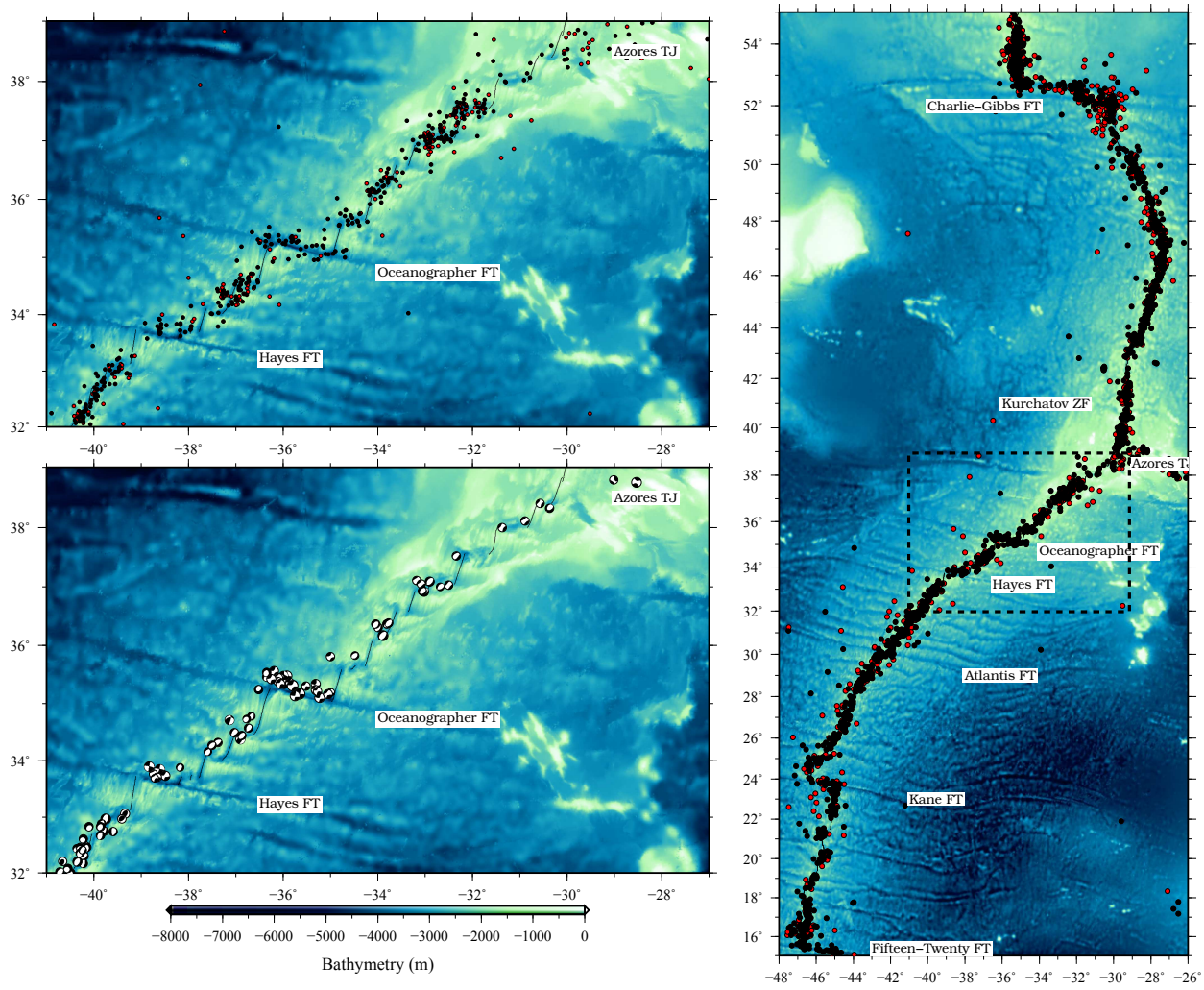


FIGURE 3.3 – (Droite) Distribution des événements du catalogue ISC entre 1995 et 2014 associés à une magnitude volume (cercles noirs) et de surface (cercles rouges). (Gauche-Haut) Zoom sur la zone MoMAR identifiée par le rectangle pointillé sur la carte de droite. (Gauche-Bas) Répartition spatiale des forts séismes disposant d'un tenseur des moments fournis par le catalogue CMT.
(Right) Distribution of the events between 1995-2014 of the ISC catalogue with a body-wave magnitude (black circles) and surface-wave magnitude (red circles). (Left-Top) Zoom in on the MoMAR area identified by the dashed rectangle on the right map. (Right-Top) Spatial distribution of the events strong enough to have a moment tensor provided by the CMT catalogue.

3.1.2 Catalogues hydroacoustiques

Les réseaux d'hydrophones autonomes sont plus sensibles aux événements de faibles magnitudes que les réseaux terrestres. Le réseau SIRENA, mouillé entre 2002 et 2003 au nord des Açores, a multiplié par 70 le nombre de séismes, par rapport à ceux localisés par le NEIC durant sa période de déploiement (Goslin et al., 2012). Ainsi, les catalogues de sismicité hydroacoustique sont reconnus pour être plus représentatifs des processus d'accrétion à l'axe des dorsales qui génèrent des séismes de magnitudes majoritairement inférieures à 5. La ma-

gnitude de complétude des réseaux hydroacoustiques de l'Atlantique Nord peut être un à deux ordres inférieure à celle des réseaux terrestres, $\sim 2.4 - 3\ m_b$ (Bohnenstiehl et al., 2002; Goslin et al., 2012). Ainsi, ces catalogues permettent de compléter la sismicité observée avec les catalogues télésismiques (Figs. 3.3 et 3.4).

Des analyses à grande échelle de la sismicité le long de la DMA ont déjà été réalisées en étudiant les relations entre le schéma spatio-temporel de l'activité sismique enregistrée par les hydrophones et les stations terrestres mais aussi la répartition des séismes sur les différentes structures de la ride (Smith et al., 2003; Simao, 2009; Simao et al., 2010). L'étude la plus longue est celle de Simao (2009); Simao et al. (2010). Afin d'apporter de nouvelles données pour la caractérisation à grande échelle de la DMA Nord, notre étude prend en compte 8 catalogues hydroacoustiques (SA, SASI, SI, M1, M2, M3, HM10-11 et HM12-14) issus de 7 réseaux d'hydrophones. Les réseaux d'hydrophones ont été présentés dans le chapitre précédent. Il s'agit des réseaux Sud-Açores (SA), SIRENA (SI), MARCHEs (M1, M2 et M3) et HYDROMOMAR (HM10-11 et HM12-14). Le réseau SIRENA (juin 2002 à septembre 2003) recoupant la période d'activité du réseau Sud-Açores (février 1999 à septembre 2003), il a été possible de détecter, dès juin 2002, des événements avec 8 hydrophones (6 hydrophones de SA et les 2 hydrophones sud de SIRENA). Les événements hydroacoustiques ainsi détectés constituent le catalogue appelé SASI.

Dans leur ensemble, les réseaux d'hydrophones de l'Atlantique Nord ont pu localiser des événements de la zone de fracture de Marathon (12°N, Simao, 2009) à la ride de Reykjanes (60°N, Goslin et al., 2005), avec une précision suffisante pour qu'ils soient associés à des structures géologiques. Cependant, comme abordé dans le chapitre précédent, seul les événements hydroacoustiques localisés à l'intérieur de leur réseau respectif seront traités afin de réduire les erreurs de localisations. Les zones retenues pour l'étude sont schématisées sur la figure 3.4 (polygones en pointillés). Ainsi, ces réseaux se regroupent en 3 zones, la zone SIRENA située au nord des Açores et les zones MoMAR et Sud-Açores qui s'étendent au sud des Açores. La zone recouvrant la région entre 40°N et la faille transformante de Charlie-Gibbs (52.3°N) ne comprend que le catalogue issu du réseau SIRENA. La zone MoMAR s'étend de 32°N (sud de la faille transformante Hayes) jusqu'aux Açores. Elle regroupe 6 catalogues, à savoir les catalogues MARCHEs ($\sim$ 0.72, 1.3 et 1 an de données respectivement) et HYDROMOMAR ($\sim$ 0.89 et 1.84 ans de données de sismicité respectivement) ainsi que le catalogue SASI réparti entre cette zone et la zone Sud-Açores. La zone Sud-Açores recouvre l'axe de la DMA entre la faille transformante de Fifteen-Twenty (15°N 20'W) et 34°N. Elle regroupe les événements des catalogues SA ($\sim$ 3.3 ans) et SASI ($\sim$ 1.3 ans).

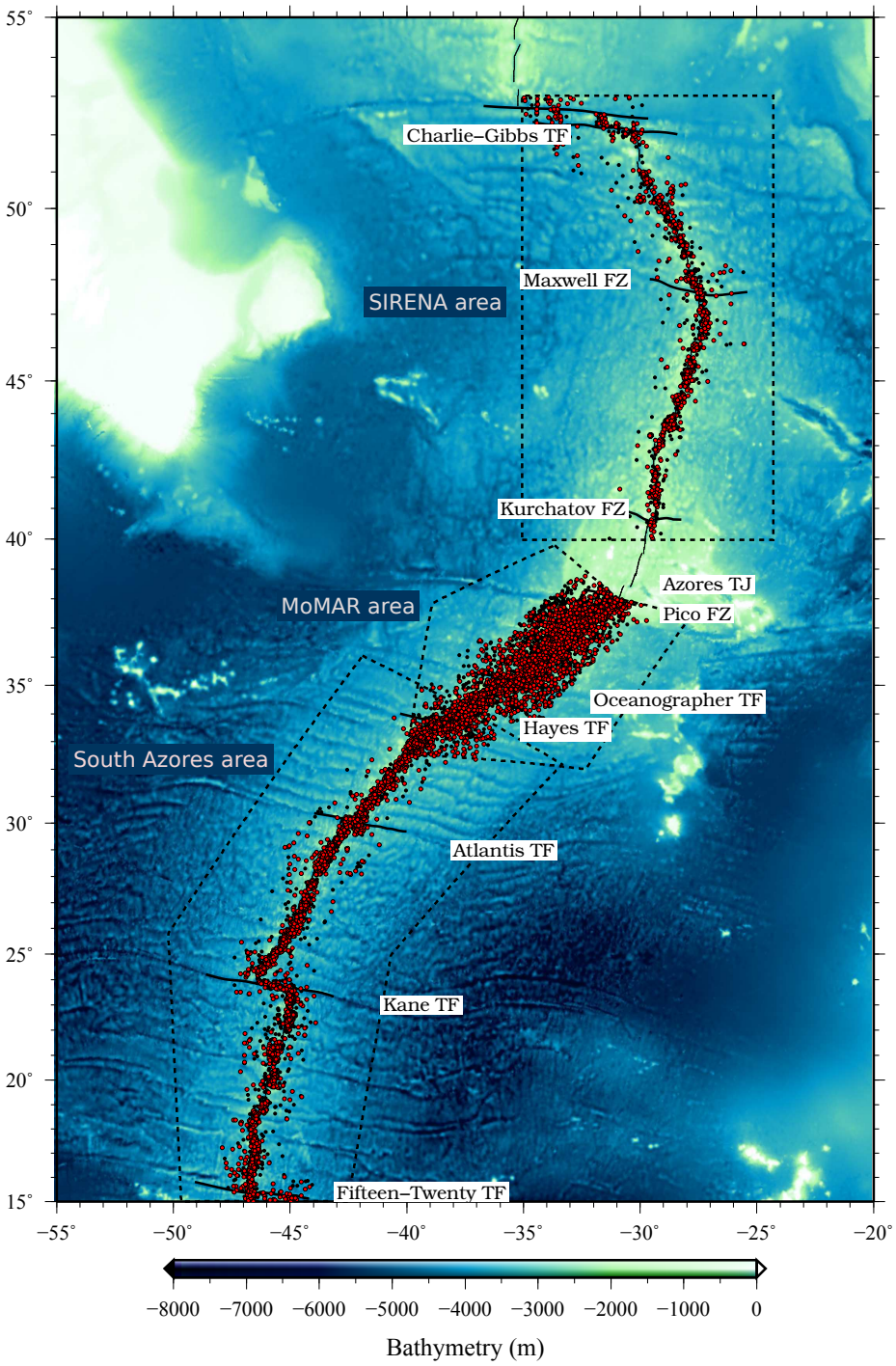


FIGURE 3.4 – Evènements hydroacoustiques des 8 catalogues (SA, SASI, SI, M1, M2, M3, HM10-11 and HM12-14) localisés à l'intérieur des polygones respectifs définis pour chaque réseau
Hydroacoustic events of the 8 catalogues (SA, SASI, SI, M1, M2, M3, HM10-11 and HM12-14) located within a polygon defined for each array.

Les catalogues hydroacoustiques apportent une bonne distribution spatio-temporelle de la sismicité, permettant de localiser les processus actifs à l'axe des dorsales océaniques. Depuis 1999, les différentes expériences hydroacoustiques conduites dans l'Atlantique Nord ont permis d'acquérir des données de sismicité sur le long terme. Ces catalogues, entrecoupés de périodes d'inactivités, sont exceptionnels puisqu'ils donnent une vision de la sismicité en cu-

mulant dans leur ensemble $\sim$ 7.1 ans de données dans la zone MoMAR, $\sim$ 4.6 ans dans la zone Sud-Açores et $\sim$ 1.3 ans dans la zone SIRENA au nord des Açores (Fig. 3.4).

Les différents paramètres représentatifs des catalogues issus des réseaux d'hydrophones des zones MoMAR et sud-Açores sont synthétisés dans la table 3.1. Parmi eux, seul le catalogue HM12-14 n'avait pas encore été dépouillé (localisation des événements en utilisant le logiciel *SEAS*). Par la suite, pour une homogénéité des résultats, tous les catalogues hydroacoustiques de l'Atlantique Nord ont subi les mêmes traitements. Le catalogue SIRENA n'apparaît pas dans la table, puisqu'il n'est pris en compte dans la caractérisation à grande échelle de la DMA qu'à titre comparatif avec la zone sud des Açores. Aucune donnée hydroacoustique supplémentaire ne permet d'enrichir les études existantes au nord des Açores (Goslin, 1999; Goslin et al., 2005, 2012; Maia et al., 2007). Les paramètres représentatifs du catalogue SIRENA ont été déterminés par Goslin et al. (2005, 2012).

Comparaison des incertitudes

Les erreurs de localisation dépendent de la géométrie de chaque réseau d'hydrophones et du nombre d'instruments actifs. Elles varient d'un catalogue à l'autre (cf. chapitre précédent). La figure 3.5 présente les erreurs de localisations, en latitude, longitude, et temps pour chaque catalogue du sud des Açores. Le catalogue M2 ne disposant que de 3 hydrophones actifs, aucune erreur de localisation ainsi que de temps origine n'est fournie. Les réseaux MARCHEs et HYDROMOMARs recouvrent une plus petite zone que les réseaux SA et SASI, toutefois, ils comportent moins d'hydrophones. 75% des événements ont une erreur de localisation en latitude inférieure respectivement à 2.55 km, 1.44 km, 3.47 km, 2.56 km, 5.55 km, 1.75 km pour les catalogues SA, SASI, M1, M3, HM10-11 et HM12-14. De même, 75% des événements ont une erreur de localisation en longitude inférieure respectivement à 2.11 km, 1.78 km, 4.29 km, 3.11 km, 6.22 km, 2.33 km pour les catalogues SA, SASI, M1, M3, HM10-11 et HM12-14. Concernant l'erreur en temps origine, elle est inférieure respectivement à 1.15 s, 0.67 s, 1.69 s, 1.23 s, 2.7 s, 0.94 s pour les catalogues SA, SASI, M1, M3, HM10-11 et HM12-14. Aucun des catalogues hydroacoustiques n'a été réalisé par le même individu, ce qui peut entraîner des biais dans la comparaison des erreurs de localisation. Toutefois, il semblerait que les erreurs les plus importantes soient définies pour les catalogues M1 et HM10-11, tandis que les plus faibles incertitudes sont obtenues pour les catalogues SASI et HM12-14. Le catalogue SASI disposant du plus grand nombres d'hydrophones, les localisations des événements ont pu être mieux contraintes. Quant au catalogue HM12-14, seuls 4 hydrophones étaient actifs, ce qui a considérablement contribué à diminuer le nombre d'événements pouvant être localisé par au moins 4 hydrophones (table 3.1). Les faibles valeurs d'erreurs de localisation obtenues pour le catalogue HM12-14, pourraient provenir de la double série de localisation réalisée pour ces données.

TABLE 3.1 – Résumé des différents paramètres de chaque catalogue hydroacoutisque, au sud des Açores. Les nombres entre parenthèse correspondent aux événements localisés avec au minimum 4 hydrophones.
Summarize of the different parameters for each hydroacoustic catalogue, south of the Azores. The numbers in brackets correspond to the events localised with at least 4 hydrophones.

Réseau	SA	SASI	M1	M2	M3	HM10-11	HM12-14
Durée - années	1999-2003	2002-2003	2005-2006	2006-2007	2007-2008	2010-2011	2012-2014
jours	1196	476	260	471	368	378	673
Nbr. AUHs actifs	6	8	4	3	4	5	4
Nbr. total évts.	12289 (10016)	6008 (3645)	2530 (506)	2002 (-)	2622 (875)	1998 (1175)	4919 (758)
Nbr. évts. dans le réseau	6064 (4870)	1439 (960)	1179 (264)	1251 (-)	1677 (601)	1402 (1003)	3387 (723)
SL_c	205	203	208	196	201	206	201
Msl_c (section 3.1.3)							
m_b	2.9	3.1	2.4	2.5	2.4	2.4	2.3
M_S	2	2.3	1.7	1.8	1.6	1.7	1.6
M_w	3.5	3.7	2.8	2.9	2.7	2.8	2.7
Nbr. évts. reseau $\geq SL_c$	3684 (3271)	905 (791)	644 (135)	913 (-)	1025 (376)	751 (633)	1970 (487)
Erreur médiane							
latitude (km)	1.44	0.89	1.80	-	1.33	3.11	0.89
longitude (km)	1.22	1.11	2.45	-	1.74	3.44	1.11
temps origine (s)	0.64	0.43	0.89	-	0.61	1.50	0.43
Nbr. ISC entre 15-38° N	228	91	23	35	26	78	91
Nbr. ISC dans le réseau	166	91	4	24	10	43	31
Zone	SA	SA + MoMAR			MoMAR		

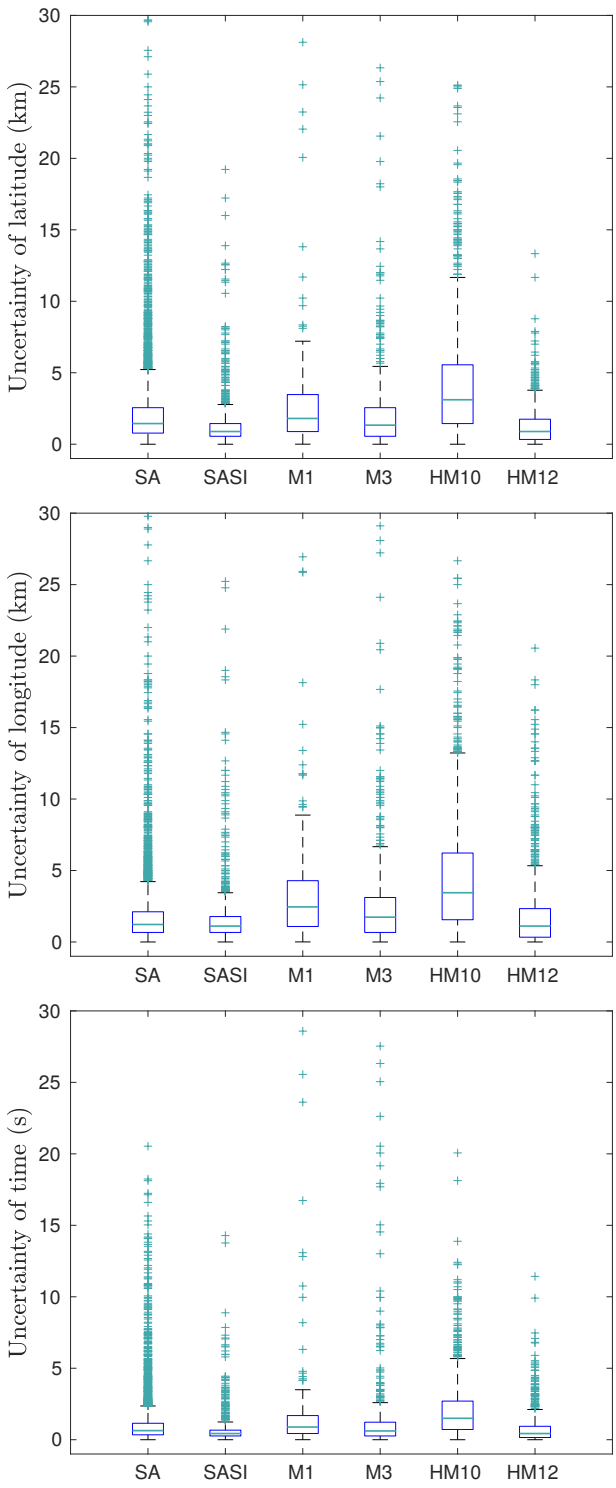


FIGURE 3.5 – Diagramme en boîte des incertitudes de localisation et temps origine à l'intérieur de chaque réseau et dans les 150 km de l'axe de la dorsale. La boîte bleue contient 50% de chaque séries de données, ses bords inférieur et supérieur représentent le 1er et 3e quartile. La médiane de chaque série est indiquée par la ligne verte et les croix vertes correspondent aux valeurs marginales.

Boxplot of the uncertainty of localisation and origin time inside the array and within 150 km of the ridge axis.The blue box includes 50% of each data set, its lower and upper edges represent the 1st et 3rd quartile. The median of each data set is indicated by the green line and the green crosses correspond to the outliers.

Un manque d'événements localisés à l'intérieur du réseau avec au minimum 4 hydrophones est remarqué pour les catalogues M1, M3 et HM12-14, soit 22%, 36% et 21% respectivement. Cette proportion est très faible par rapport aux catalogues SA, SASI et HM10-11, soit 80%, 67% et 72% respectivement. Le nombre d'hydrophones actifs durant les expériences sud-Açores et sud-Açores/SIRENA explique facilement ces pourcentages. Le réseau HM10-11 a été déployé dans la zone MoMAR comme les autres réseaux MARCHEs et HYDROMOMARs mais il disposait d'un hydrophone actif supplémentaire. Un problème dans la réalisation des catalogues de sismicité des catalogues MARCHEs empêche d'avoir accès aux identifiants d'hydrophones associés à chaque événement. Ainsi, seuls les instruments des deux catalogues HYDROMOMARs peuvent être comparés (Figs. 3.6 a et b). Les nombres d'événements localisés avec les instruments AUH-M2, AUH-M6 et AUH-M7 durant les deux expériences sont similaires (Fig. 3.6a). A l'inverse, l'instrument AUH-LS a détecté jusqu'à deux fois plus de séismes dans le catalogue HM10-11 que dans le catalogue HM12-14. Cette disproportion provient en partie de la séquence sismique qui s'est déroulée pendant l'expérience HM10-11, à proximité de l'hydrophone AUH-LS (Giusti et al., 2018). Ce dernier est quasiment encerclé de hauts topographiques et enregistre généralement peu d'événements en comparaison aux autres instruments. La figure 3.6b représente les différentes combinaisons d'hydrophones avec au moins 4 instruments. Le réseau HM12-14 n'ayant que 4 hydrophones fonctionnels, une seule combinaison est possible. Elle correspond également à celle pour laquelle le réseau HM10-11 a détecté le plus grand nombre d'événements.

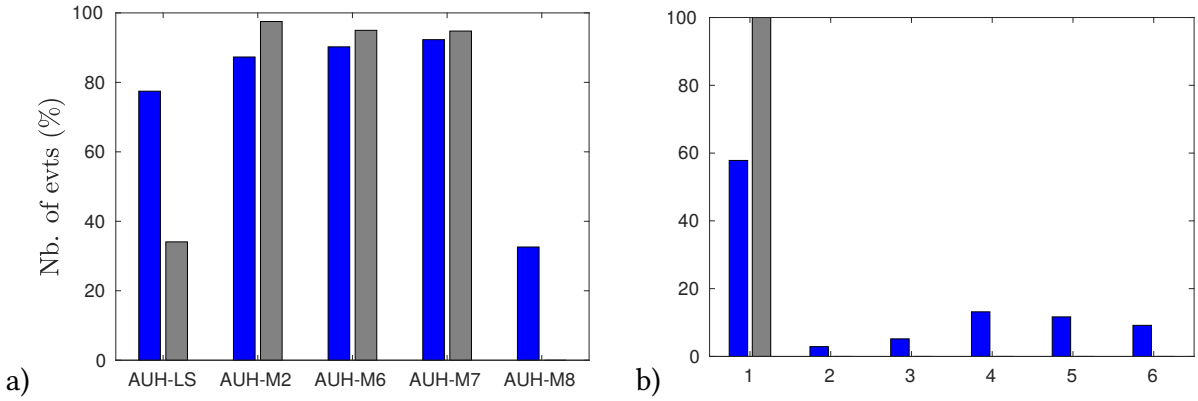


FIGURE 3.6 – Evénements des catalogues HM10-11 (bleu) et HM12-14 (gris). (a) Nombre d'événements détectés à l'intérieur du réseau par chaque hydrophone pour les catalogues HM10-11 et HM12-14. (b) Nombre d'événements détectés par au moins 4 hydrophones et la même combinaison d'hydrophones (1 : LS-M2-M6-M7, 2 : LS-M2-M6-M8, 3 : LS-M2-M7-M8, 4 : M2-M6-M7-M8, 5 : LS-M2-M6-M7-M8, 6 : LS-M6-M7-M8).
Events of the HM10-11 (blue) and HM12-14 (gray) catalogs. (a) Number of events detected within the array for each hydrophone of the HM10-11 and HM12-14 catalogues. (b) Number of events detected by at least 4 hydrophones and the same hydrophone combination (1 : LS-M2-M6-M7, 2 : LS-M2-M6-M8, 3 : LS-M2-M7-M8, 4 : M2-M6-M7-M8, 5 : LS-M2-M6-M7-M8, 6 : LS-M6-M7-M8).

Comparaison du seuil de complétude, SL_c

L'ajustement de la relation de Gutenberg-Richter aux données des différents catalogues procure une valeur du seuil de complétude, SL_c, pour chaque catalogue (table 3.1). On obtient une magnitude acoustique de complétude SL_c = 205 dB pour le catalogue SA et 203 dB pour le catalogue SASI (Fig.3.7) alors que ce dernier a une plus grande étendue. La magnitude de complétude du réseau SIRENA provient de l'étude de Goslin et al. (2012), SL_c = 208 dB. Un plus grand nombre d'instruments permet de mieux contraindre la détection et la localisation d'événements. La pente associée est équivalente pour les deux catalogues, b_t = 0.08. La magnitude acoustique de complétude pour les catalogues MARCHEs varie considérablement d'un catalogue à l'autre. Cet éventail de valeurs est sans doute en partie lié aux problèmes de calcul du *Source Level* survenus lors de la localisation des données par les différentes versions du logiciel *SEAS*. On obtient une magnitude de complétude SL_c = 208 dB pour le catalogue M1, 196 dB pour le catalogue M2 et 201 dB pour le catalogue M3 (Fig.3.8). Cependant, la pente associée à cette relation est de b_t = 0.07 pour les catalogues M2 et M3 alors qu'elle s'élève à b_t = 0.12 pour le catalogue M1. Quand aux catalogues HM10-11 et HM12-14, leur magnitude acoustique de complétude est respectivement SL_c = 206 dB et 201 dB tandis que la pente b_t = 0.06 et 0.07 (Fig.3.9). A l'exception des catalogues M1 et HM10-11, les valeurs de pente de la zone MoMAR sont équivalentes à celles de la zone SA. La courte durée de l'expérience M1 pourrait expliquer en partie le déficit des événements de plus fortes magnitudes acoustiques. Il semblerait aussi qu'il y ait eu une surestimation des événements de faibles magnitudes. La très faible valeur du seuil de détection obtenue pour le catalogue M2 n'est pas logique. Ce réseau est le seul à ne comporter que 3 hydrophones, ce qui devrait induire une augmentation de la magnitude acoustique de complétude et non une diminution comme observé. Les paramètres utilisés lors du calcul de la magnitude acoustique (*Source Level*) des catalogues M1 et M2 nous sont inconnus mais il semblerait qu'il y ait une erreur pour ce dernier ou bien qu'il y ait eu une sous-estimation des séismes de petites magnitudes, probablement lié aux 3 AUHs. Malgré l'instrument supplémentaire dont il dispose, le catalogue HM10-11 a une valeur de la magnitude acoustique supérieure à celles des catalogue M3 et HM12-14. Cela peut s'expliquer par une étendue moindre des réseaux M3 et HM12-14 lié au mouillage de l'hydrophone M7 plus au nord.

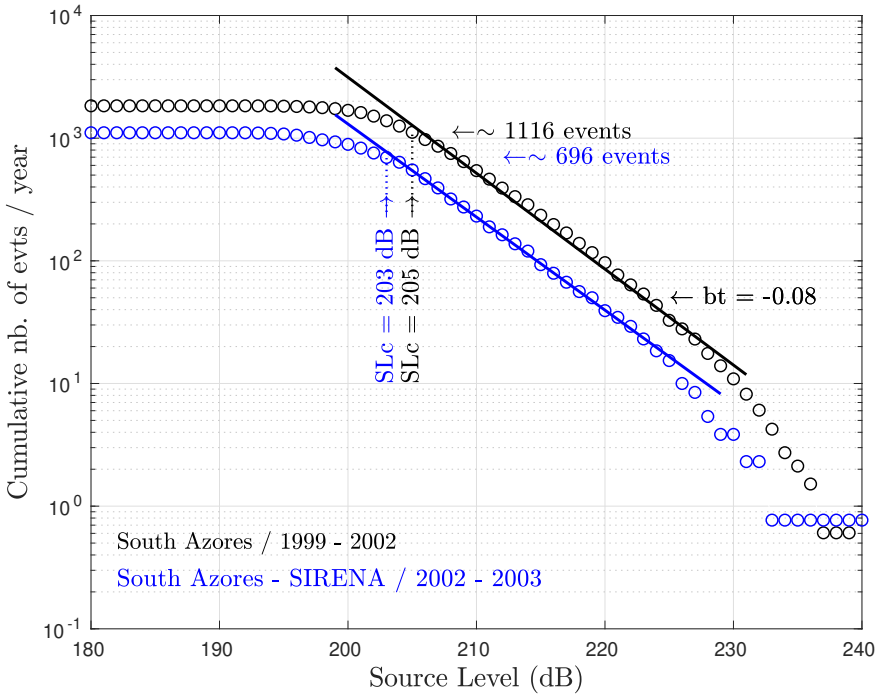


FIGURE 3.7 – Distribution taille-fréquence pour les événements des catalogues South Azores et South Azores + SIRENA. La magnitude acoustique de complétude (Slc) donne un seuil de détection de l'ordre de $SLc \sim 205\ dB$ et $\sim 203\ dB$, respectivement.
Size-frequency distribution for the South Azores and the South Azores + SIRENA catalogues. The Source Level of completeness (Slc) shows a detection threshold in the order of $SLc \sim 205\ dB$ *and* $\sim 203\ dB$, respectively.

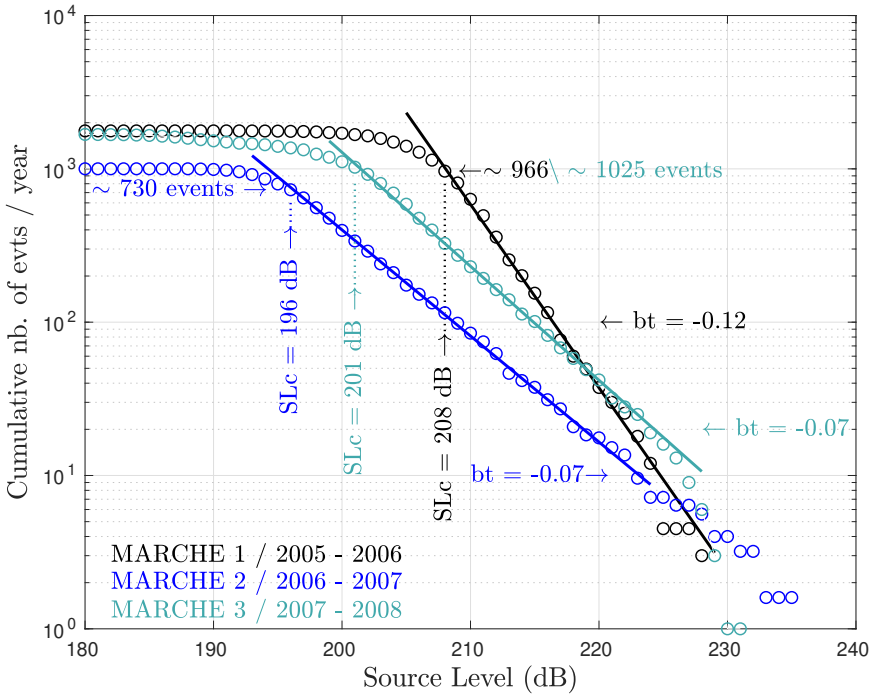


FIGURE 3.8 – Distribution taille-fréquence les événements des catalogues MARCHEs. La magnitude acoustique de complétude (Slc) donne un seuil de détection de l'ordre de $196 \leq Slc \leq 208\ dB$.
Size-frequency distribution for the MARCHEs catalogues. The Source Level of completeness (Slc) shows a detection threshold in the order of $196 \leq Slc \leq 208\ dB$.

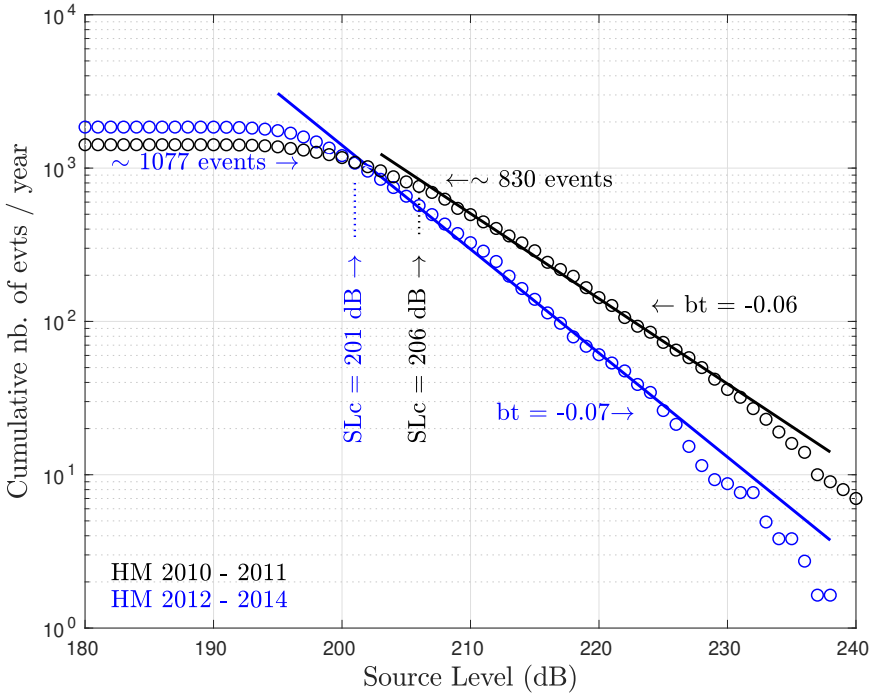


FIGURE 3.9 – Distribution taille-fréquence pour les événements des catalogues HYDROMOMARs. La magnitude acoustique de complétude (Slc) donne un seuil de détection de l'ordre de $201 \leq Slc \leq 206\ dB$.
Size-frequency distribution for the HYDROMOMARs catalogues. The Source Level of completeness (Slc) shows a detection threshold in the order of $201 \leq Slc \leq 206\ dB$.

3.1.3 Du *Source Level* à la magnitude

Magnitude de complétude

La magnitude de complétude M_c est réalisée à partir de l'ajustement d'une loi de Gutenberg-Richter (Gutenberg and Richter, 1944) au catalogue de sismicité terrestre pour chaque type de magnitude (m_b, M_S et M_w). Ainsi, les magnitudes de complétudes obtenues pour les réseaux hydroacoustiques sont jusqu'à 2 à 3 ordres inférieurs aux catalogues de sismicité terrestres variant de $\sim$ 4 à 4.1 m_b, $\sim$ 3.7 à 3.8 M_S et $\sim$ 5 M_w (Figs.3.10-3.12). Par la suite, la magnitude de complétude Msl_c associée aux 7 catalogues hydroacoustiques du sud des Açores, est obtenue par extrapolation du nombre d'événements hydroacoustiques déduit précédemment des figures 3.7 à 3.9). Les catalogues SA et SASI donnent respectivement une magnitude de complétude de l'ordre de $Msl_c \sim$ 2.9 à 3.1 m_b , $\sim$ 2 à 2.3 M_S, $\sim$ 3.5 à 3.7 M_w (Fig. 3.10). Quand aux réseaux MARCHEs, on obtient des magnitudes de complétude de l'ordre de $2.4 \leq m_b \leq 2.5$, $1.6 \leq M_S \leq 1.8$ et $2.7 \leq M_w \leq 2.9$ (Fig. 3.11). Pour les catalogues HYDROMOMARs, elle est respectivement de $\sim$ 2.4 et 2.3 m_b, $\sim$ 1.7 et 1.6 M_S et $\sim$ 2.8 et 2.7 M_w (Fig. 3.12). D'après Bohnenstiehl et al. (2002), la magnitude de moment est la plus adaptée aux séismes peu profonds de dorsales océaniques.

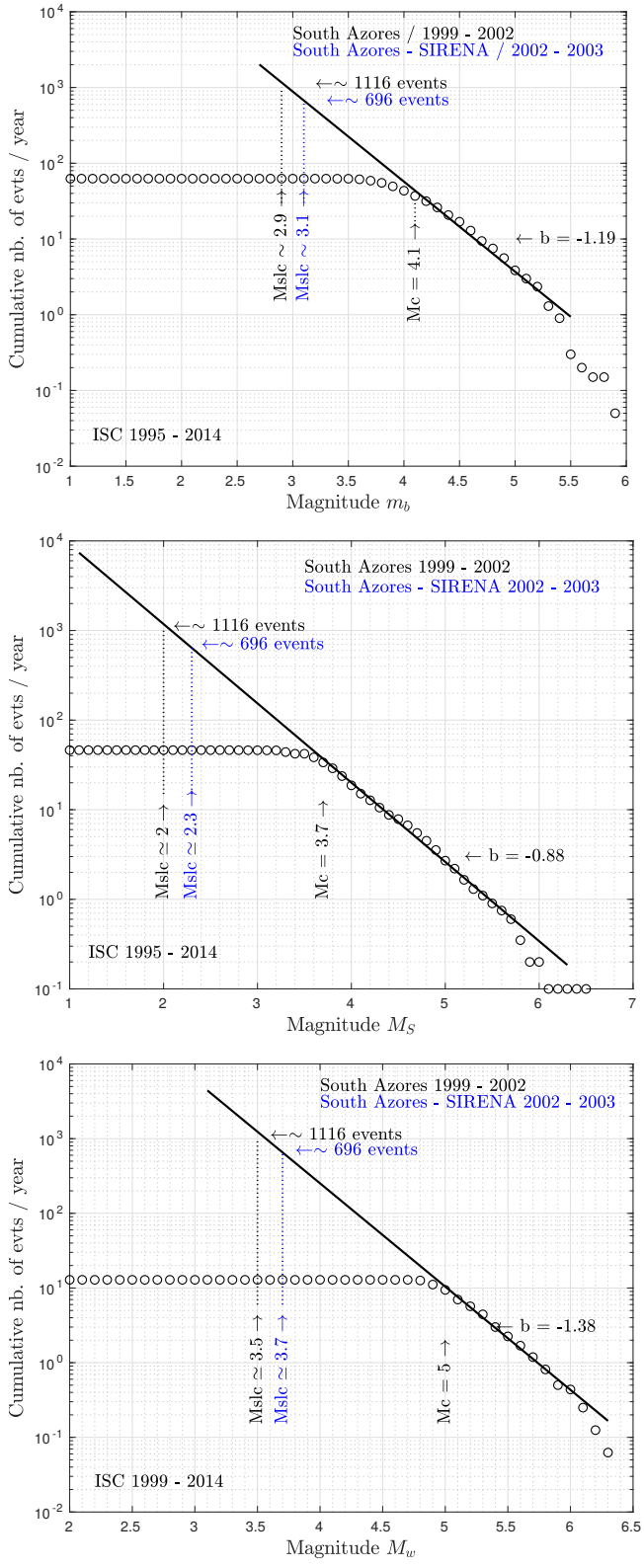


FIGURE 3.10 – Distribution magnitude-fréquence pour les événements enregistrés par les réseaux sismologiques terrestres (catalogue ISC). De haut en bas, magnitude de volume m_b, de surface M_S et de moment M_w. Extrapolation de la magnitude de complétude ($Mslc$) pour le réseau South Azores.

Magnitude-frequency distribution for the teleseismic events (ISC catalogue). From top to bottom, body-wave m_b, surface-wace M_S and moment M_w magnitude. Extrapolation of the magnitude of completeness ($Mslc$) for the South Azores array.

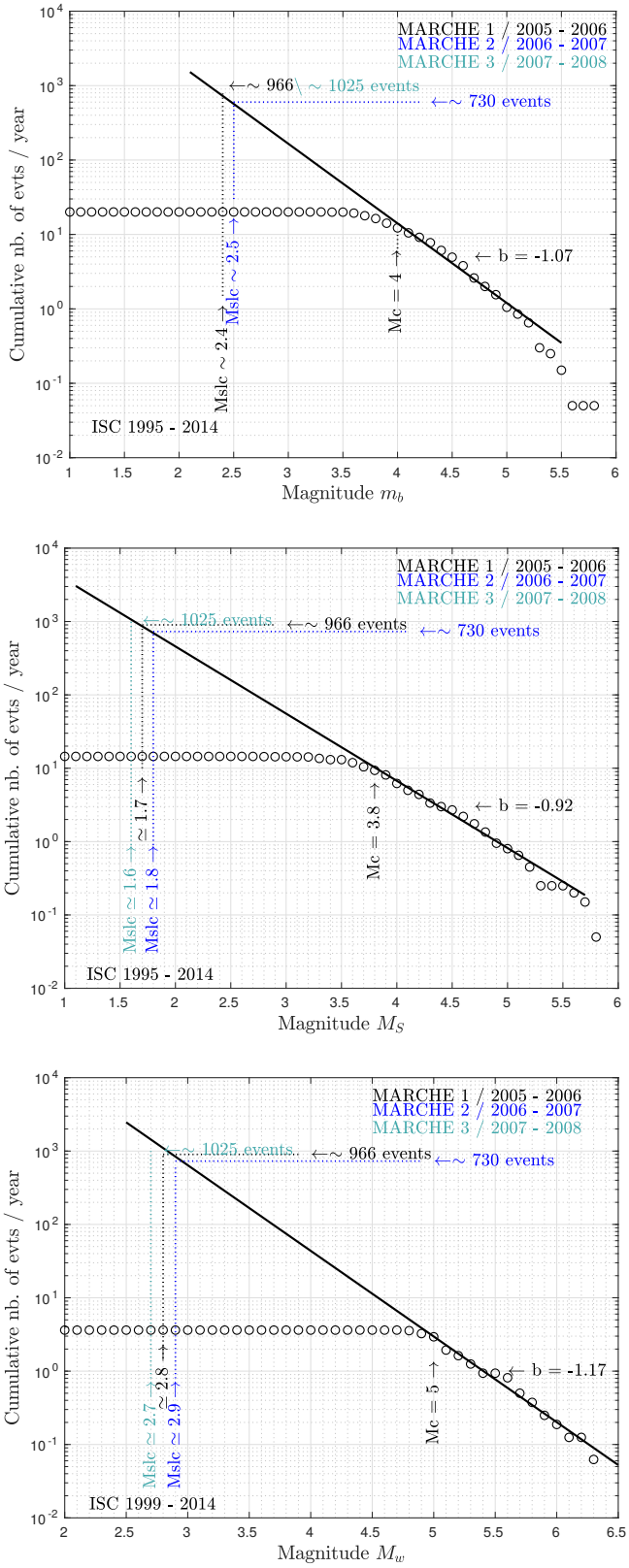


FIGURE 3.11 – Distribution magnitude-fréquence pour les événements enregistrés par les réseaux sismologiques terrestres (catalogue ISC). De haut en bas, magnitude de volume m_b, de surface M_S et de moment M_w. Extrapolation de la magnitude de complétude ($Mslc$) pour les réseaux MARCHEs.

Magnitude-frequency distribution for the teleseismic events (ISC catalogue). From top to bottom, body-wave m_b, surface-wace M_S and moment M_w magnitude. Extrapolation of the magnitude of completeness ($Mslc$) for the MARCHEs arrays

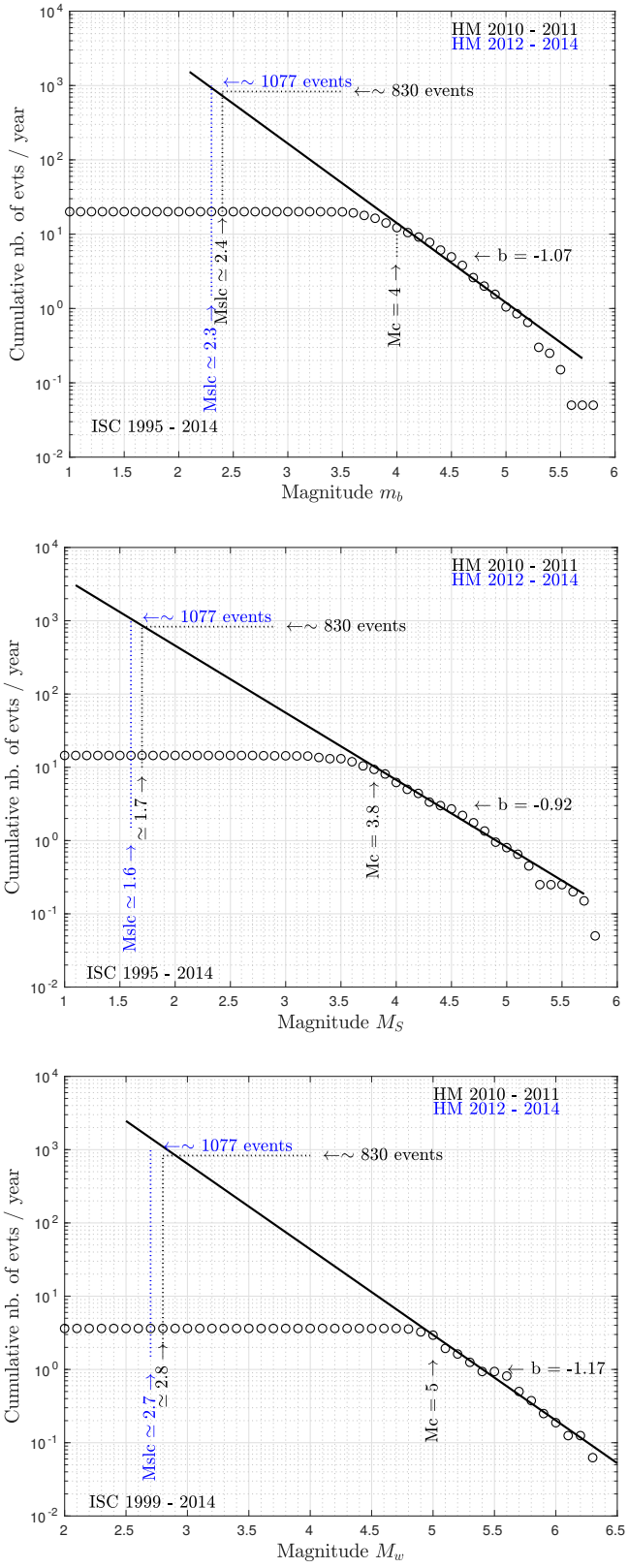


FIGURE 3.12 – Distribution magnitude-fréquence pour les événements enregistrés par les réseaux sismologiques terrestres (catalogue ISC). De haut en bas, magnitude de volume m_b, de surface M_S et de moment M_w. Extrapolation de la magnitude de complétude ($Mslc$) pour les réseaux HYDROMOMARs.

Magnitude-frequency distribution for the teleseismic events (ISC catalogue). From top to bottom, body-wave m_b, surface-wace M_S and moment M_w magnitude. Extrapolation of the magnitude of completeness ($Mslc$) for the HYDROMOMARs arrays

Equivalence Magnitude-*Source Level*

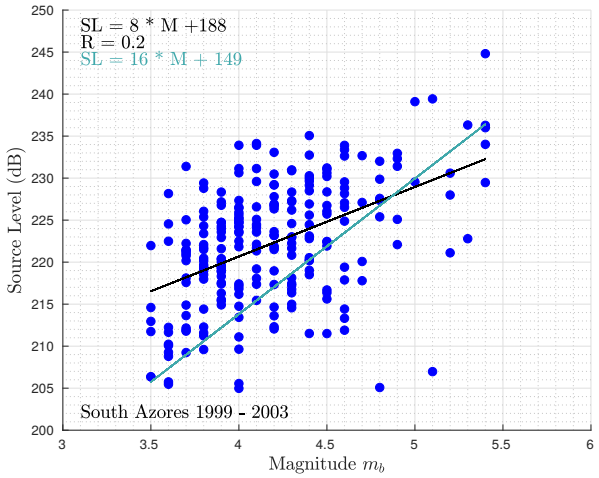
Comme vu dans le chapitre précédent, l'ajustement d'une relation linéaire entre les différents types de magnitudes et le *Source Level* peut être réalisé mais les coefficients de corrélation obtenus varient énormément d'une étude à l'autre et sont généralement peu satisfaisants. Dans notre cas, cette relation a été calculée pour les 7 catalogues de sismicité enregistrés au sud des Açores (Fig. 3.13). La droite est le résultat de la régression linéaire, son coefficient de corrélation ainsi que l'équation de la régression linéaire sont indiqués (Fig. 3.13). La droite bleue correspond à la relation attendue entre la magnitude et le *Source Level*, son équation est également indiquée. Elle est obtenue à partir de la correspondance de la distribution taille fréquence des catalogues hydroacoustiques avec la distribution magnitude fréquence du catalogue ISC. Les événements des catalogues SA et SASI ont été traités ensemble. Seuls les événements communs aux catalogues terrestres et hydroacoustiques avec une différence en temps origine inférieure à 100 s et une différence de localisation de moins de 300 km ont été sélectionnés (Royer et al., 2015). Afin de pouvoir établir une relation linéaire basée sur un nombre mininum d'événements, le choix a été fait d'élargir la zone des polygones à une zone comprise entre 15°N et 40°N. En effet, la table 3.2 met en évidence le faible nombre d'événements compris dans le réseau pour chaque catalogue pouvant être associés à la fois à une magnitude sismique et à un *Source Level*. Les relations entre magnitude et *Source Level* effectuées précédemment par Tsang-Hin-Sun et al. (2016) et Royer et al. (2015) pour les réseaux d'hydrophones de l'océan Indien étaient basées sur un plus grand nombre d'événements, pouvant expliquer les meilleurs résultats obtenus. Le réseau OHASISBIO comptait 326 événements comparables pour m_b, 200 événements pour M_S et 74 événements pour M_w.

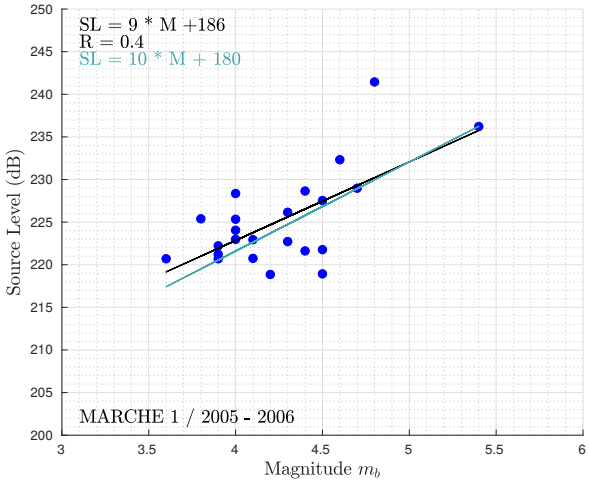
TABLE 3.2 – Nombres de séismes total enregistrés par les réseaux terrestres (catalogue ISC) dans les réseaux respectifs et entre 15°N-40°N. Nombres de séismes communs aux catalogues ISC (m_b,M_S et M_w) et hydroacoustiques.
Total number of earthquakes recorded by the land-based station (ISC catalog) within the respective arrays and between 15°N-40°N. Number of common earthquakes to the ISC (m_b,M_S et M_w) and hydroacoustic catalogs.

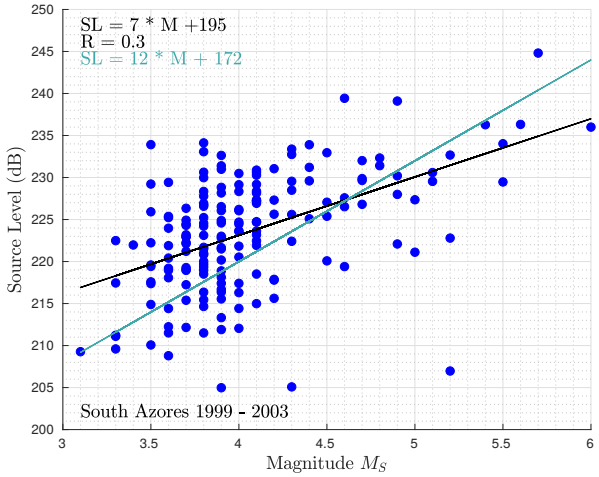
Réseau	ISC : réseau	Commun			ISC : 15°N-40°N	Commun		
	Total	m_b	M_S	M_w	Total	m_b	M_S	M_w
SA	166	147	105	19	228	197	140	16
SASI	91	48	37	10	91	48	37	10
M1	4	4	2	0	23	23	21	2
M2	24	24	20	11	35	35	30	15
M3	10	10	10	2	26	26	26	5
HM10-11	43	40	23	6	78	64	42	13
HM12-14	31	28	27	11	91	91	67	25

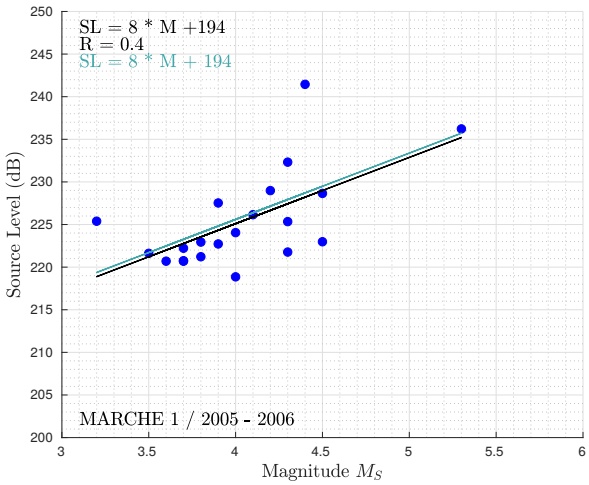
Dans notre cas, les résultats obtenus ne sont pas concluants (Fig. 3.13). Les coefficients de corrélation découlant des relations linéaires sont relativement faibles pour les 7 catalogues. Il faut d'une part prendre en considération que ces relations sont basées sur des événements

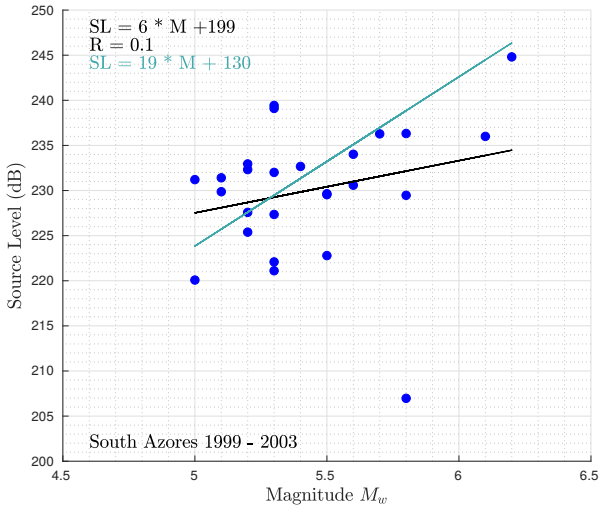
localisés en dehors du réseau. Les coefficients de corrélation obtenus pour les événements situés uniquement à l'intérieur étaient un peu plus élevés mais pas suffisamment pour conclure à une bonne équivalence entre les valeurs de magnitude et de *Source Level*. La magnitude sismique est une valeur qui permet d'estimer l'énergie libérée par un séisme en fonction de la taille et du déplacement sur un plan de faille. Une partie de l'énergie est dissipée sous forme de chaleur tandis que l'autre se propage sous la forme d'ondes élastiques. La magnitude peut être positive ou négative selon la taille du plan de faille. La magnitude acoustique représente non pas l'énergie de la source sismique mais l'énergie obtenue suite à la conversion à l'interface croûte/océan d'une onde sismique en onde acoustique et aux interactions multiples dans le milieu océanique (cf. chapitre 2). Des simulations préliminaires à petites échelles de l'énergie acoustique émise directement après la zone de conversion ont permis d'observer les premiers effets de la bathymétrie sur l'amplitude des ondes acoustiques (voir section 3.2). Puis, d'autres simulations à plus grandes échelles, de la génération et la propagation d'ondes T ont montré l'importance des caractéristiques topographiques régionales sur l'amplitude de ces ondes, la présence de fortes pentes favorisant l'efficacité de la conversion (Jamet et al., 2012; Lecoulant et al., 2019). De plus Lecoulant et al. (2019) met en évidence des effets bathymétriques 3D, en obtenant des amplitudes deux fois inférieures pour une même source sismique située sous un mont que sous une dorsale. Durant son parcours, l'onde T peut subir des atténuations par des interactions avec des objets ponctuels qui ne peuvent être quantifiées. Ces différents facteurs agissant sur la valeur du *Source Level*, il est donc peu surprenant d'obtenir des coefficients de corrélations peu satisfaisants.

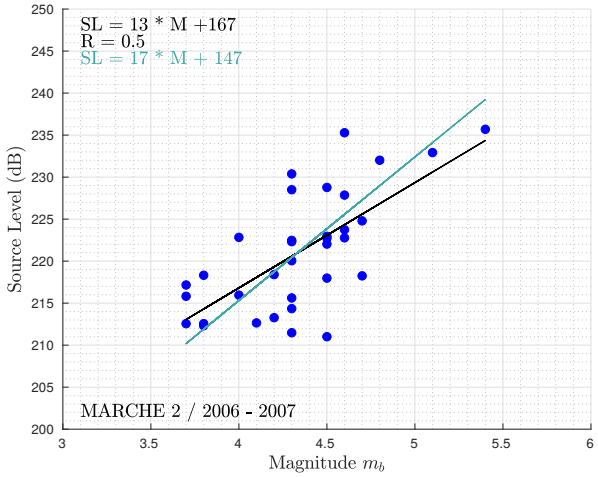

SL = 8 * M +188
R = 0.2
SL = 16 * M + 149
South Azores 1999 - 2003
Source Level (dB)
Magnitude m_b

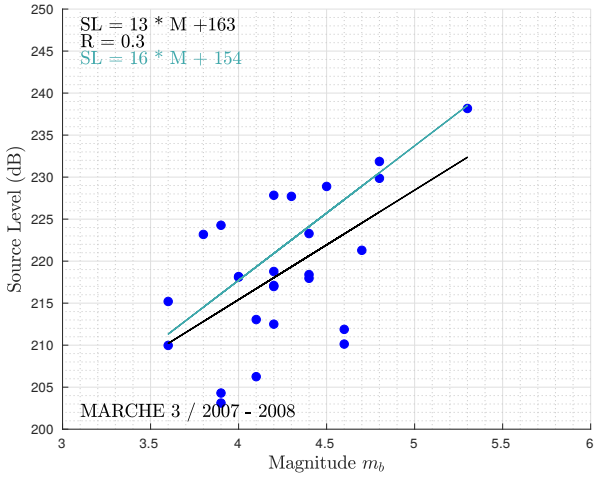

SL = 9 * M +186
R = 0.4
SL = 10 * M + 180
MARCHE 1 / 2005 - 2006
Source Level (dB)
Magnitude m_b

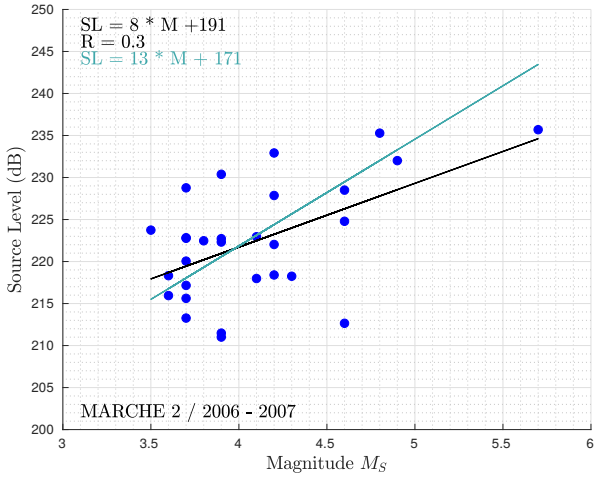

SL = 7 * M +195
R = 0.3
SL = 12 * M + 172
South Azores 1999 - 2003
Source Level (dB)
Magnitude M_S

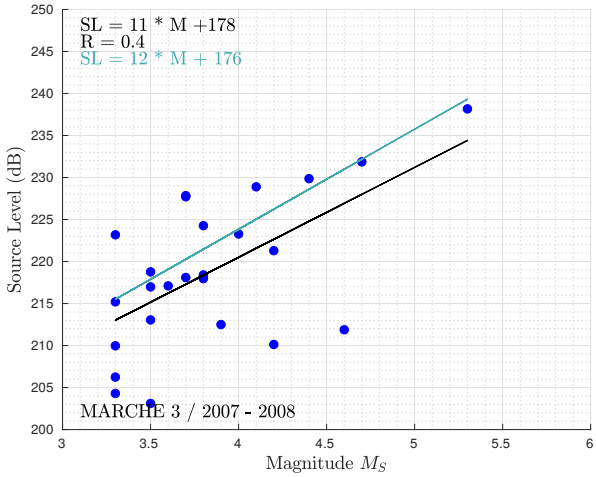

SL = 8 * M +194
R = 0.4
SL = 8 * M + 194
MARCHE 1 / 2005 - 2006
Source Level (dB)
Magnitude M_S

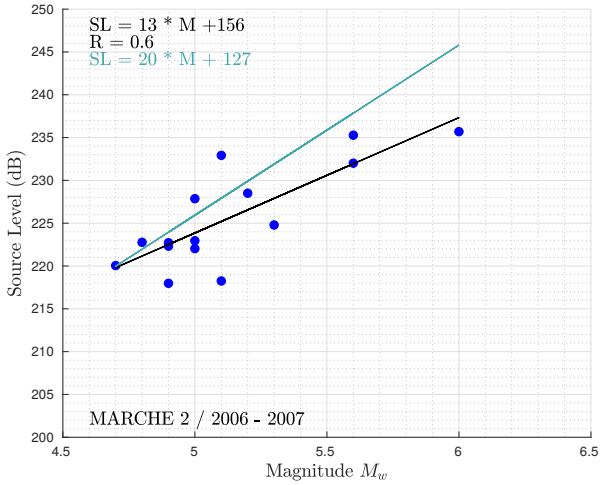

SL = 6 * M +199
R = 0.1
SL = 19 * M + 130
South Azores 1999 - 2003
Source Level (dB)
Magnitude M_w

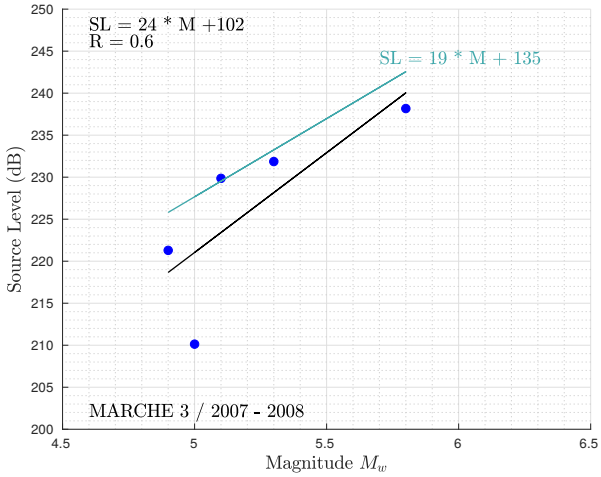

SL = 13 * M +167
R = 0.5
SL = 17 * M + 147
MARCHE 2 / 2006 - 2007
Source Level (dB)
Magnitude m_b


SL = 13 * M +163
R = 0.3
SL = 16 * M + 154
MARCHE 3 / 2007 - 2008
Source Level (dB)
Magnitude m_b


SL = 8 * M +191
R = 0.3
SL = 13 * M + 171
MARCHE 2 / 2006 - 2007
Source Level (dB)
Magnitude M_S


SL = 11 * M +178
R = 0.4
SL = 12 * M + 176
MARCHE 3 / 2007 - 2008
Source Level (dB)
Magnitude M_S


SL = 13 * M +156
R = 0.6
SL = 20 * M + 127
MARCHE 2 / 2006 - 2007
Source Level (dB)
Magnitude M_w


SL = 24 * M +102
R = 0.6
SL = 19 * M + 135
MARCHE 3 / 2007 - 2008
Source Level (dB)
Magnitude M_w

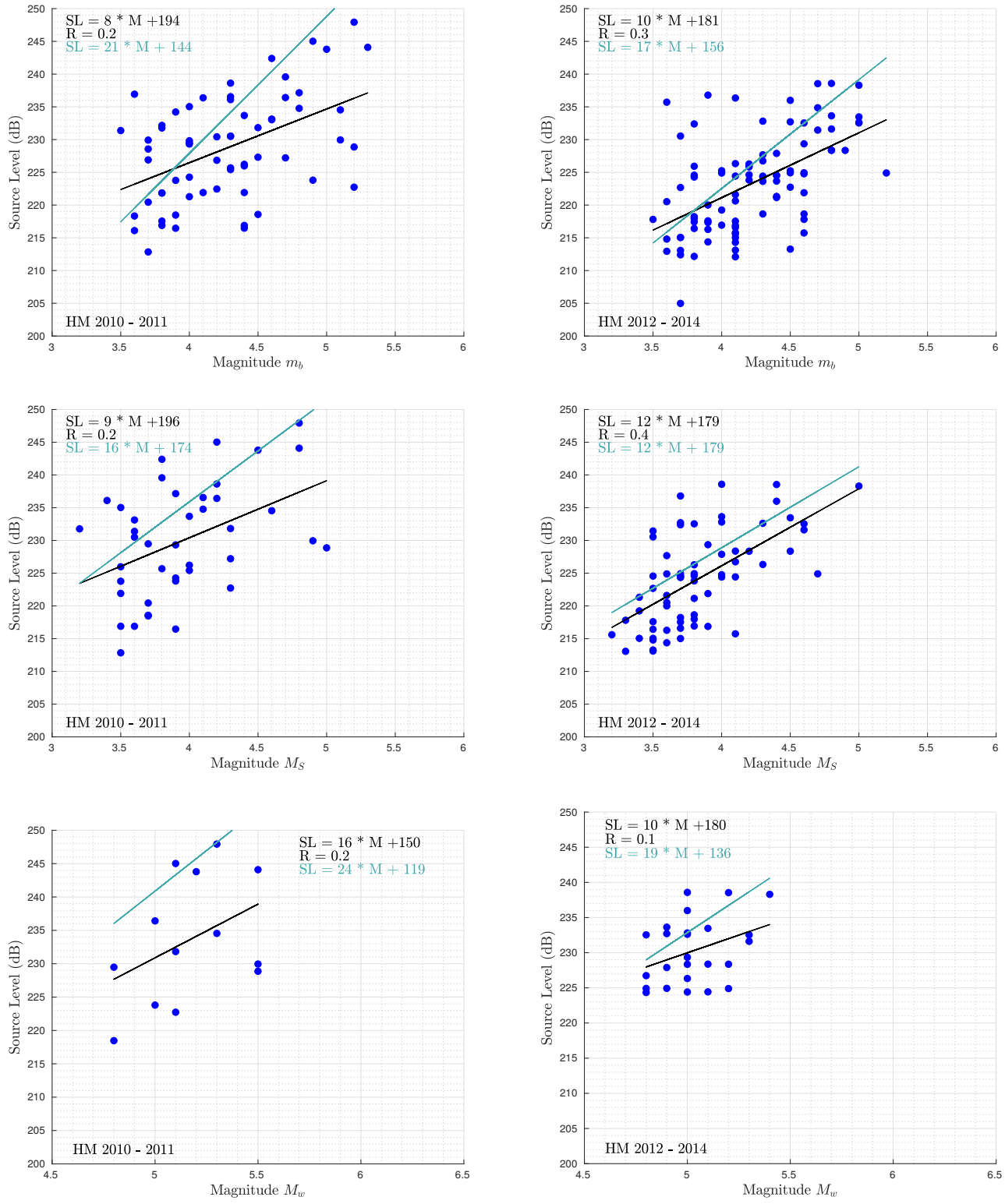


FIGURE 3.13 – Relation entre les différents types de magnitudes et *Source Level* des événements communs aux catalogues ISC et hydroacoustiques. De haut en bas, m_b, M_S et M_w.
Relation between the different types of magnitude and the Source Level for the common events to the ISC and hydroacoustic catalogues. From top to bottom, m_b, M_S *and* M_w.

3.2 Modélisation de la source acoustique des ondes T

Au sein du LGO, les travaux de modélisation des ondes T se sont tout d'abord concentrés sur la zone de conversion des ondes sismo-acoustiques montrant l'efficacité des ondes S pour produire des ondes acoustiques dans la couche d'eau (Balanche et al., 2009). Par la suite, des simulations ont porté sur l'ensemble du phénomène "ondes T", de la génération des ondes sismiques dans la croûte océanique à la propagation des ondes acoustiques T dans la couche d'eau sur de grandes distances ($\sim$ 400 km). Ces travaux ont abouti à la confrontation des signaux d'ondes T calculés avec des signaux d'ondes T réels extraits des enregistrements d'hydrophones, révélant la complexité du problème et en particulier l'influence de la bathymétrie (Jamet et al., 2012, 2013). Actuellement, ces travaux se poursuivent par l'étude de l'implication des effets 3D de la bathymétrie sur la localisation des séismes sous-marins enregistrés par les réseaux d'hydrophones (Lecoulant et al., 2019).

Le travail de modélisation réalisé au cours de la 1^{ere} année de thèse (partiellement présenté au Congrès Français d'Acoustique, CFA 2016, papier de conférence en annexe B), se concentre sur la distribution de l'énergie acoustique après la conversion des ondes sismo-acoustiques et avant la phase de propagation horizontale des ondes T dans le canal SOFAR. Cette énergie acoustique constitue la source acoustique des ondes T. Au cours de ce travail, notre attention s'est portée sur l'enfouissement de l'hypocentre du séisme ainsi que la bathymétrie au voisinage de l'épicentre.

Nos simulations ont été réalisées avec le code SPECFEM-2D (SPECtral Finite Element Method), un code en open source, basé sur la méthode des éléments finis spectraux (Tromp et al., 2008). Cette méthode était initialement utilisée en mécanique des fluides (Patera, 1984) avant d'être introduite dans le domaine de la sismologie (Komatitsch and Vilotte, 1998) puis appliquée à l'acoustique sous-marine (Cristini and Komatitsch, 2012). Elle permet d'intégrer des topographies complexes entre deux milieux (Komatitsch et al., 2000) facilitant une représentation réaliste du fond océanique accidenté au niveau des dorsales. Les travaux précédents (Jamet et al., 2012, 2013; Lecoulant et al., 2019) ont montré que l'utilisation du code SPECFEM-2D est adaptée à la modélisation des ondes T, de leur génération dans le milieu solide (croûte terrestre) à leur propagation dans le milieu fluide (océan) en prenant en compte la phase conversion sismo-acoustique à l'interface des deux milieux.

3.2.1 Démarche

Deux jeux de simulations ont été effectués. Le premier modèle se concentre sur la distribution de l'énergie acoustique émergeant du plancher océanique immédiatement après la conversion des ondes sismiques en ondes acoustiques (table 3.3, modèle A). Les récepteurs enregistrant l'énergie sont placés 100 m au dessus du plancher océanique et seules les ondes directes ont été prises en compte dans l'étude. Tandis que le deuxième modèle examine la distribution de l'énergie acoustique après une phase de réflexions verticales sur les limites

inférieure et supérieure de la couche d'eau, et avant la propagation horizontale de l'onde T (table 3.3, modèle B). Les récepteurs sont alors placés dans la couche d'eau non uniforme (conforme au profil de Munk pour simuler le canal SOFAR), et l'intégralité des signaux observés sur les sismogrammes calculés ont été pris en compte lors de l'étude. Ces deux modèles investiguent les ondes acoustiques avant leur propagation horizontale dans la couche d'eau. La phase de réflexions verticales sur les limites inférieure et supérieur de la couche d'eau (modèle B) est à l'origine de la génération de l'onde T par l'interférence des ondes acoustiques entre elles. Toutefois, le temps de simulation trop court, ainsi que la dimension horizontale du domaine de calcul trop restreinte, ne nous a pas permis de voir un commencement de la propagation horizontale de l'onde T.

Modèles de calcul

Le domaine de calcul (x, z) défini pour les simulations s'apparente à une boîte de 30 km de long (x) sur 10 km de haut (z), permettant de réaliser notre étude sur un rayon de 15 km autour de l'épicentre du séisme (Fig. 3.14). Le domaine de calcul est composé d'un milieu supérieur fluide et d'un milieu inférieur solide séparé par une interface (cf. article CFA en annexe B pour le détail du code et des paramètres physiques propre aux milieux). Les conditions aux limites du domaine de calcul sont de deux types : une surface libre à la limite supérieure et des bords absorbants sur les limites latérales et inférieure. La surface libre permet de réfléchir les ondes, elle représente l'interface océan/atmosphère (la pression y est nulle). Tandis que les bords absorbants empêchent les réflexions indésirables.

Pour une approche réaliste, l'interface fluide/solide modélisant l'interface eau/croûte océanique, est déduite de données bathymétriques acquises lors d'une campagne en mer avec une résolution de 300 m (Cannat et al., 1999a) (Fig. 3.14). L'étude est réalisée pour 3 profondeurs différentes de la source sismique (2, 3 et 4 km sous le plancher océanique) en accord avec l'épaisseur de la croûte océanique à l'axe de la DMA (Detrick et al., 1995) ainsi que pour 3 épicentres différents. L'épicentre 1 est situé dans le creux d'une vallée axiale, l'épicentre 2 sur un haut topographique et l'épicentre 3 dans une zone intermédiaire accidentée (Fig. 3.14). A chaque épicentre 6 profils sont extraits de la grille bathymétrique. Les simulations 2D sont réalisées dans le plan vertical et le long de ces profils. Soit au total : 2 modèles * 3 profondeurs * 3 épicentres * 6 profils = 108 simulations.

L'événement sismique modélisé est identique pour toutes les simulations. Il est défini par un tenseur de moment 2D, modélisant un mécanisme au foyer en faille normale, issu d'un séisme réel (cf. article CFA en annexe B pour la description du tenseur des moments). Ce séisme a eu lieu lors de la crise FAMOUS (étoile jaune, Fig. 3.14) (Giusti et al., 2018). Le signal temporel de la source est une gaussienne dont la forme s'approche fortement de la fonction triangle, représentative d'un événement sismique (Tanioka and Ruff, 1997). Sa fréquence dominante est de 10 Hz (Jamet et al., 2012, 2013). Le choix de l'événement sismique identique pour toutes les simulations a été motivé par la volonté de porter notre attention sur l'influence de

la bathymétrie et de la profondeur de la source sismique sur la source acoustique des ondes T.

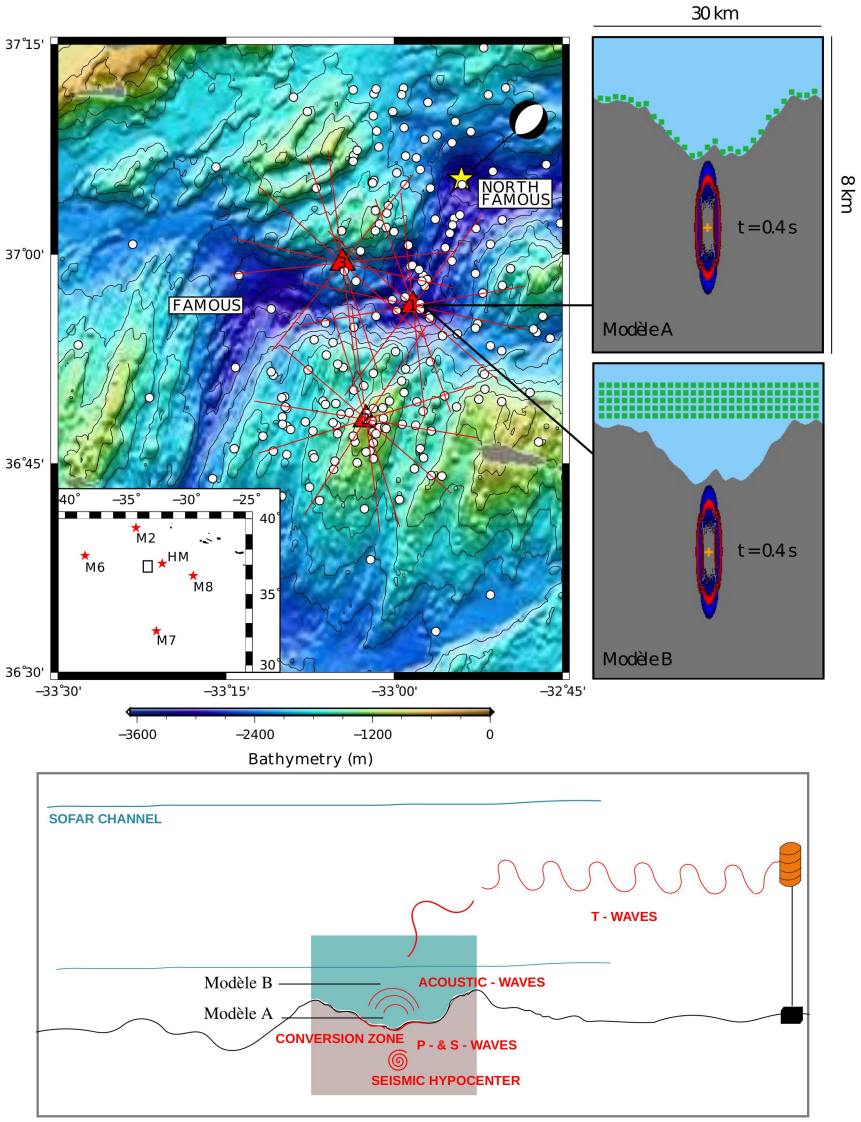


FIGURE 3.14 – (Gauche-Haut) Carte bathymétrique des segments North FAMOUS et FAMOUS de la DMA Nord. Localisations des 3 épicentres choisis (triangles rouges). Les 6 rayons associés représentent les profils bathymétriques le long desquels sont calculés les simulations. L'épicentre du séisme réel (étoile jaune) utilisé pour définir la source sismique du modèle (faille normale). Les événements liés à la crise sismique FAMOUS (cercles blancs). Encart bas situe la zone d'étude (rectangle noir) par rapport à la position du réseaux d'hydrophones HM10-11 (étoiles rouges). (Droite-Haut) Domaine de calcul SPECFEM-2D des deux modèles le long d'un profil (épicentre 1).
(Upper left) Bathymetric map of the North FAMOUS and FAMOUS segments of the northern MAR. Locations of the 3 chosen epicenters (red triangles). The 6 associated spokes represent the 2D bathymetric profiles through which the simulations will be runed. The epicenter of the real earthquake (yellow star) used to define the seismic source (normal fault). Events relative to the FAMOUS seismic crisis (white circles). Lower inset shows the locations of the study area (black rectangle) relative to the HM10-11 array of hydrophones (red stars). (Upper right) Computation domain SPECFEM-2D of the two models along one profile (epicenter 1).

TABLE 3.3 – Caractéristiques des 2 modèles. *Characteristics of the 2 models.*

	Modèle A	Modèle B
Nb. récepteurs	29	5 lignes de 29
	voir Fig. 3.14 droite-haut, où les récepteurs sont représentés par des points verts	
Profondeur des récepteurs	100 m au dessus du plancher océanique	600, 800, 1000, 1200 et 1400 m sous la surface de l'eau
Durée du signal calculé	6 s	20 s
Temps de calcul par simulation	$\sim$ 35 mn	$\sim$ 2.5 h

3.2.2 Résultats principaux

Modèle A : Distribution de l'énergie acoustique émergeant du plancher océanique suite à la conversion sismo-acoustique

Seules les ondes directes P et SP (ondes S converties en P à l'interface croûte/océan) sont présentes sur les 6s de signal calculé. Les ondes réfléchies aux limites de la couche d'eau sont donc ignorées dans ce modèle. Afin d'évaluer l'énergie acoustique à 100 m au dessus du plancher océanique à chaque récepteur, les carrés des amplitudes du signal calculé sont sommés. Cette sommation est directement corrélée à l'énergie acoustique émergeant à l'endroit où se situe le récepteur. Les 3 profondeurs * 3 épicentres * 6 profils * 29 récepteurs = 1166 valeurs ainsi obtenues, sont normalisées et représentées par une échelle de couleur sur la figure 3.15.

On observe les variations dues à l'atténuation géométrique des ondes sismiques dans la croûte océanique. L'énergie acoustique émergeant du plancher océanique est d'autant plus faible que la source sismique est profonde. D'autre part, elle est également étalée sur une plus grande surface autour de l'épicentre du séisme lorsque la source est profonde. De plus, on constate que la distribution d'énergie acoustique est asymétrique autour de l'épicentre. Une forte variation du niveau d'énergie acoustique entre 2 récepteurs voisins sur un même profil est occasionnellement visible. Ce que l'on peut attribuer à des effets bathymétriques locaux. Cependant, la distribution de l'énergie acoustique suit le même schéma pour toutes les simulations (*i.e.* tout azimuth autour de tout épicentre pour toutes profondeurs de la source sismique). L'énergie est modérée à l'épicentre du séisme. Quand on s'éloigne de l'épicentre, elle augmente pour atteindre un maximum, puis diminue jusqu'à extinction. Autrement dit : l'énergie acoustique maximum n'émerge jamais à l'épicentre du séisme. Ce que l'on peut attribuer au diagramme de radiation de la source sismique modélisée, une faille normale, générant des ondes S plus favorables à la conversion sismo-acoustique (Balanche, 2009) dans la direction faisant 45° avec la verticale. Ce qui explique également que la profondeur de la source semble être le facteur plus influant, que la bathymétrie, sur la distribution de l'énergie acoustique émergeant du plancher océanique (aux accidents bathymétriques près).

Modèle B : Distribution de l'énergie acoustique dans la colonne d'eau après une phase de réflexion des ondes sur les limites inférieure et supérieure de la couche d'eau

Ces simulations étudient la façon dont l'énergie acoustique irradiée du plancher océanique insonifie la colonne d'eau au voisinage de l'épicentre. Les interactions de ces ondes entre elles, peuvent créer des variations de pression plus fortes que celles générées par les ondes directes étudiées précédemment. En chaque récepteur, les carrés des amplitudes des 20s du signal calculé sont sommés, donnant une évaluation de l'énergie acoustique à l'endroit où se situe le récepteur. Les énergies acoustiques calculées sur les 5 récepteurs situés à la même distance horizontale d de l'épicentre, sont ensuite moyennées, donnant une évaluation de l'énergie acoustique dans la colonne d'eau à la distance d de l'épicentre. Enfin, les 3 profondeurs * 3 épicentres * 6 profils * 29 moyennes sur 5 récepteurs verticaux = 1166 valeurs ainsi obtenues, sont normalisées et représentées par une échelle de couleur sur la figure 3.16.

Comme dans la précédente expérience (modèle A), on observe les variations dues à l'atténuation géométrique des ondes sismiques dans la croûte océanique. L'énergie acoustique dans la couche d'eau est d'autant plus faible que la source sismique est profonde. Par contre, quelque soit la profondeur de la source, l'énergie acoustique dans la couche d'eau s'étale sur une même superficie autour de l'épicentre. Les réflexions sur les limites inférieure et supérieure de la couche d'eau ont gommé le phénomène d'étalement de l'énergie acoustique émergeant du plancher océanique en fonction de la profondeur de la source. De plus, on observe une forte asymétrie de la distribution d'énergie acoustique dans la couche d'eau pour toutes les simulations. Celle-ci est dépendante de l'azimuth autour de l'épicentre. Les réflexions sur les limites inférieure et supérieure de la couche d'eau ont introduit cette forte asymétrie qui ne peut être imputée qu'à la bathymétrie (*e.g.* cas de l'épicentre 2, profils M9 et M0, Fig. 3.16). La bathymétrie a un impact majeur sur la distribution de l'énergie acoustique dans la couche d'eau pendant cette phase de réflexion des ondes, et avant la propagation horizontale de l'onde T. Enfin, on observe, comme dans la précédente expérience (modèle A), que le maximum de l'énergie acoustique n'est jamais situé à l'épicentre du séisme.

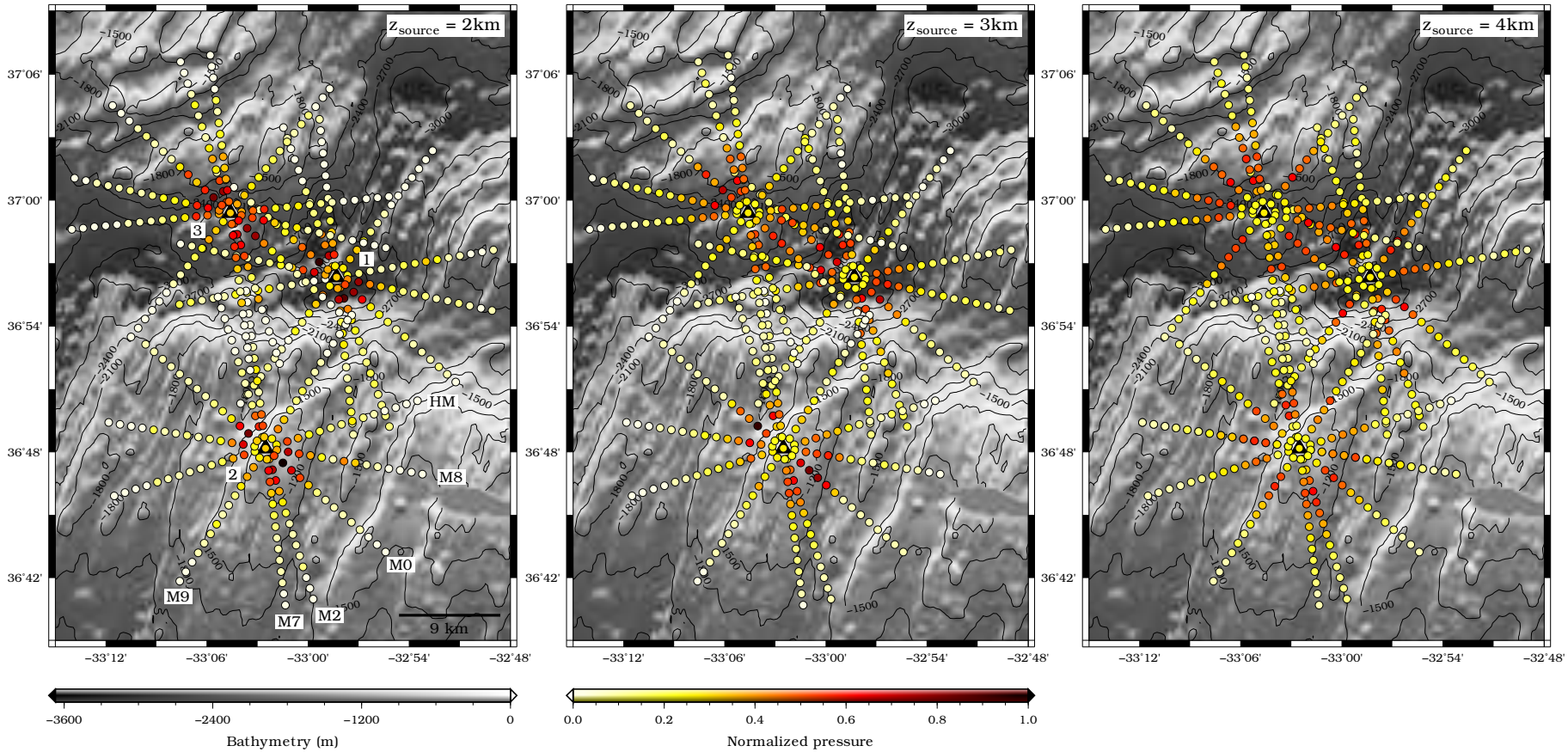


FIGURE 3.15 – Distribution de l'énergie acoustique, au niveau des récepteurs à 100 m au dessus du plancher océanique (cercles), pour les premières arrivées d'ondes directes, selon les 3 positions et 3 profondeurs de la source sismique. L'échelle couleur reflète l'énergie propre à chaque récepteur et normalisée par le maximum d'énergie obtenue lors des 45 simulations du modèle A (E_{MAX}).
Acoustic energy distribution of the 100 m above the seafloor receivers (circles), based on the first arrivals, for the 3 epicenter locations and the 3 hypocenter depths of the seismic source. Color scale reflects the energy associated to each receiver and normalized against the maximum energy released in the 45 simulations of the model A (E_{MAX}).

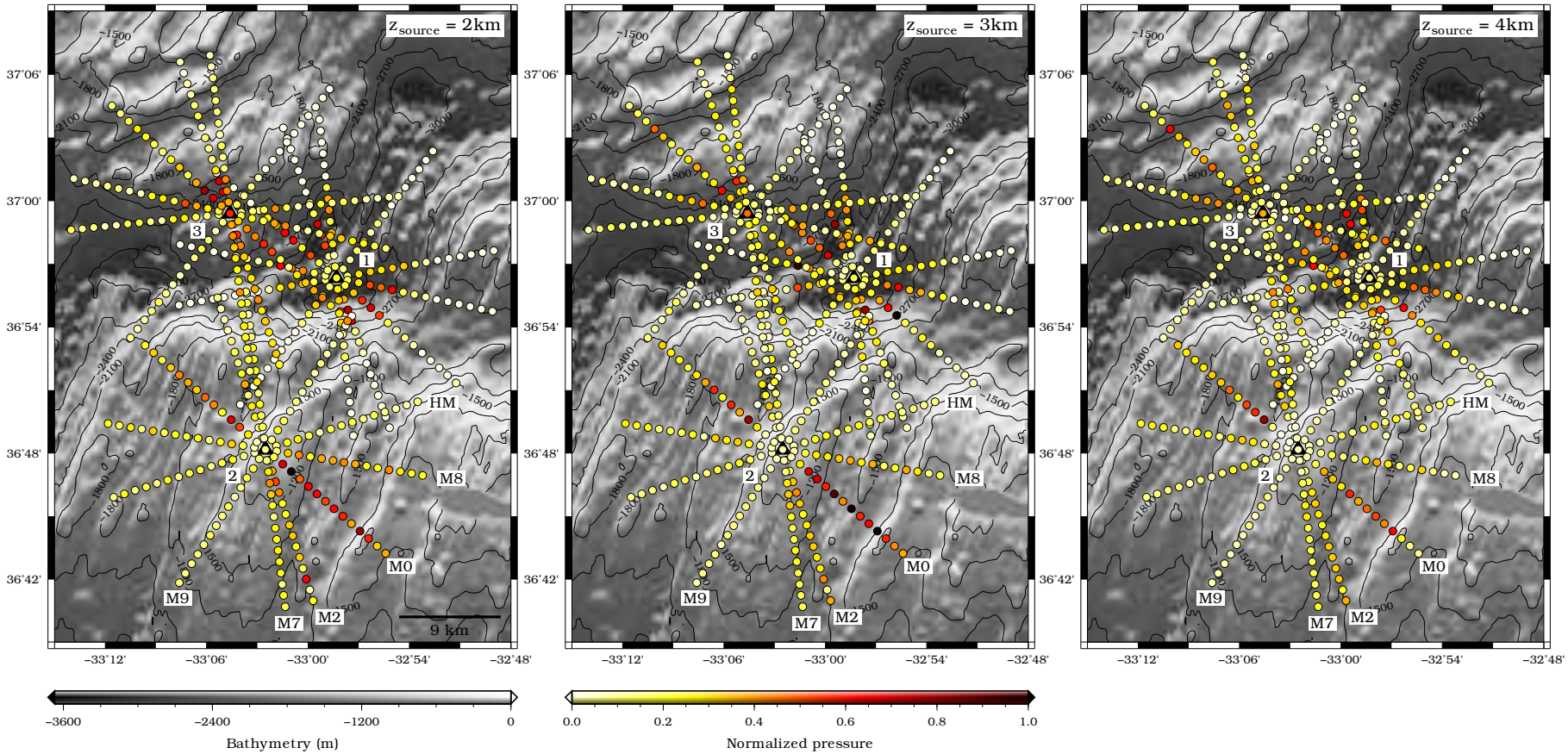


FIGURE 3.16 – Distribution de l'énergie acoustique dans le canal SOFAR, moyennée pour chaque groupe vertical de récepteurs dans la colonne d'eau (à 600, 800, 1000, 1200 et 1400 m de profondeur, cercles) selon les 3 positions et 3 profondeurs de la source sismique. L'échelle couleur reflète l'énergie propre à chaque récepteur et normalisée par le maximum d'énergie obtenue lors des 45 simulations du modèle B (S_{MAX}).
Acoustic energy distribution in the SOFAR channel, averaged over each group of vertically aligned receivers in the water layers (at 600, 800, 1000, 1200 et 1400 m depth, circles) for the 3 epicenter locations and the 3 hypocenter depths of the seismic source. Color scale reflects the energy associated to each receiver and normalized against the maximum energy released in the 45 simulations of the model B (S_{MAX}).

3.2.3 Conclusion & limitations

Cette étude a été conduite à l'échelle locale, dans la zone d'une crise sismique (cf. article CFA en annexe B). La modélisation de la source acoustique des ondes T procure des résultats (préliminaires) sur la distribution de l'énergie acoustique : émergeant du plancher océanique suite à la conversion sismo-acoustique (modèle A) et dans la colonne d'eau après une phase de réflexion verticale des ondes sur les limites de la couche d'eau (modèle B). Les modèles A et B ont permis de simuler l'impact de deux paramètres : profondeur de la source et bathymétrie. L'enfouissement de la source contrôle majoritairement l'étalement de l'énergie acoustique émergeant du plancher océanique (modèle A). Des effets locaux de la bathymétrie sur la distribution d'énergie sont observés dans les deux jeux de simulations mais sont moins importants dans le modèle A où le long de tout profil un schéma similaire de la distribution d'énergie se distingue : augmentation de l'énergie jusqu'à atteindre un maximum et diminuer. Dans le modèle B, de fortes variations d'énergie d'un récepteur à l'autre sont visibles et associés à la bathymétrie accidentée de la zone. L'asymétrie de la distribution d'énergie révèle des azimuths préférentiels où l'énergie acoustique se concentre.

Les résultats sont obtenus dans le cas d'une source sismique dont le mécanisme au foyer est de type faille normale. Un tel mécanisme au foyer génère des ondes P dans la direction verticale et des ondes S dans la direction faisant un angle de 45° avec la verticale. Les simulations montrent que les maxima d'énergie ne sont jamais situé à l'épicentre du séisme, par conséquent ils sont produits par les ondes SP. Ce qui est en accord avec le travail antérieur de Balanche et al. (2009) concluant que les ondes S sont plus efficaces que les ondes P pour générer des ondes T. Dans le contexte des dorsales océaniques, les mécanismes décrochants sont également représentatifs des processus géodynamiques actifs dans ces zones de divergence. Des simulations avec un tel mécanisme au foyer n'ont pas été réalisées. Cependant, les mécanismes décrochants générant des ondes S dans la direction verticale, celles-ci ne pourraient être transmise dans l'eau. On peut donc supposer que les maxima d'énergie ne seraient pas non plus situés à l'épicentre du séisme.

Un autre point important serait d'augmenter la dimension horizontale du domaine de calcul et la durée des signaux calculés, ceci afin de pouvoir observer un commencement de propagation horizontale des ondes acoustiques. Le modèle B montre l'influence de la bathymétrie sur la distribution de l'énergie acoustique autour de l'épicentre lors de la phase de réflexions verticales sur les limites inférieure et supérieure de la couche d'eau. Quand cette phase se termine-t-elle ? Et quelle est alors la distribution de l'énergie acoustique dans la couche d'eau ?

Enfin, l'influence des effets 3D sur la conversion sismo-acoustique ne doit pas être négligée ; Lecoulant et al. (2019) travaillent sur cette problématique. Leurs travaux mettent en évidence les effets 3D, dans le cas de bathymétrie simplifiée (mont sous-marin et chaîne de montagne) sur l'amplitude et le temps d'arrivée des ondes T.

Pour conclure, cette étude conforte, à son échelle, que la bathymétrie joue un rôle sur la distribution radiale et azimuthale de l'énergie acoustique dans la couche d'eau, lors de la génération des ondes T (avant la propagation horizontale). Elle révèle également la difficulté de corréler, dans un azimuth donné, cette énergie acoustique avec la magnitude du séisme.

3.3 Anomalies gravimétriques : Anomalie de Bouguer réduite au manteau

On distingue les différents types d'anomalies gravimétriques en fonction des effets gravimétriques qui les dominent. En l'occurence, l'anomalie à l'air libre est fortement dominée et corrélée à la topographie du plancher océanique (contraste de densité à l'interface eau/croûte), de par sa proximité (plus la source est proche, plus l'effet est de courte longueur d'onde et fort) et le fort contraste de densité entre ces deux milieux. Elle résulte également d'autres contributions gravimétriques avec : l'effet associé à la topographie du Moho (contraste de densité à l'interface croûte/manteau), les variations de densité à l'intérieur de la croûte et du manteau (présence de matériel chaud ou de matériaux altérés comme la serpentinite), et l'effet du refroidissement de la lithosphère avec l'âge. En supprimant les effets liés à la bathymétrie, on obtient l'anomalie de Bouguer. Toutefois, dans le cas des dorsales lentes, la signature topographique associée à la vallée axiale est encore présente. On définit alors l'anomalie de Bouguer réduite au manteau (MBA), qui représente le signal gravimétrique qui traduit des variations de l'épaisseur de la croûte océanique et/ou des variations de densité dans la croûte et/ou le manteau sous-jacent. Le calcul de cette anomalie permet de s'affranchir de l'effet gravimétrique créé par la topographie du Moho, en supposant une épaisseur et une densité de croûte constante (Kuo and Forsyth, 1988). La MBA est dominée par une composante grande longueur d'onde qui correspond au refroidissement de la lithosphère, et induit des valeurs toujours plus négatives à l'axe de la dorsale. En s'affranchissant de cette composante, on obtient l'anomalie de Bouguer réduite au manteau résiduelle (RMBA, Morgan and Forsyth, 1988; Rommevaux et al., 1994). Cependant, lorsque l'on analyse uniquement le signal à l'axe de la dorsale, la RMBA n'est pas nécessaire, et la MBA est suffisante.

Au niveau des dorsales lentes, des MBA négatives et circulaires sont observées en centre de segment (croûte plus épaisse, et/ou croûte manteau plus chaud et moins dense), tandis que des valeurs positives sont identifiées pour les discontinuités (croûte plus fine, et/ou croûte/manteau plus froid et plus dense) (Lin et al., 1990; Detrick et al., 1995, cf. chapitre 1). La MBA peut donc être reliée à la structure thermique du manteau à l'échelle des segments, qui focalisent en leur centre l'apport magmatique et sont peu alimentés en magma à leurs extrémités (Lin et al., 1990; Cannat et al., 1995). L'utilisation de la MBA permet donc de procurer des informations sur les phénomènes intra-litosphérique. A grande longueur d'onde, la MBA se corrèle relativement

bien à la bathymétrie (Gente, 1987; Thibaud et al., 1998). Comme évoqué précédemment (cf. chapitre 1), c'est également un paramètre qui peut être corrélé à la sismicité, aussi bien à plus grande longueur d'onde (Simao et al., 2010; Goslin et al., 2012) qu'à l'échelle du segment (Smith et al., 2003; Simao et al., 2010; Goslin et al., 2012).

3.3.1 Calcul de la MBA satellitaire

En domaine océanique, le traitement des mesures altimétriques satellitaires a permis d'obtenir des cartes d'anomalies gravimétriques à l'air libre (Sandwell et al., 2014) avec une résolution d'une minute, ainsi qu'une couverture globale de la topographie issue d'un calcul complexe prenant en compte des données topographiques réelles (Smith and Sandwell, 1997). Le calcul de la MBA nécessite ces deux jeux de données. Une fois le calcul réalisé, seuls les résultats obtenus autour de l'axe de la dorsale sont retenus. En effet, ces zones correspondent à des portions où des données bathymétriques réelles existent.

Le calcul de la MBA à partir des données satellitaires (topographie et anomalie à l'air libre) nous permet d'obtenir des résultats à partir d'une grille 3D, qui contrairement à un profil bathymétrique (2D), prend en compte les contributions des structures environnantes. L'outil gravfft de Generic Mapping Tool (Wessel et al., 2013) calcule la MBA en utilisant la méthode spectrale de Parker (Parker, 1973). La correction de Bouguer est calculée pour une densité de l'eau et de la croûte océanique respectivement de $1030\ kg.m^{-3}$ et $2800\ kg.m^{-3}$. L'anomalie de Bouguer est ensuite obtenue en soustrayant la correction de Bouguer à l'anomalie à l'air libre satellitaire. Ensuite, l'effet de l'interface croûte/manteau pour une épaisseur de croûte de 6 km est calculé avec une densité de $3300\ kg.m^{-3}$ pour le manteau. Cette contribution soustraite à l'anomalie de Bouguer, on obtient l'anomalie de Bouguer réduite au manteau le long de la DMA Nord entre 15°N et 55°N (Fig. 3.17). Les valeurs de la bathymétrie et de la MBA peuvent ainsi être extraites le long de l'axe de la dorsale.

Au niveau de la DMA, la zone avec une MBA très négative située sous le plateau des Açores, traduit la proximité du point chaud des Açores (Fig. 3.17). La question de l'interaction du point chaud des Açores sur la sismicité sera traitée dans le chapitre suivant.

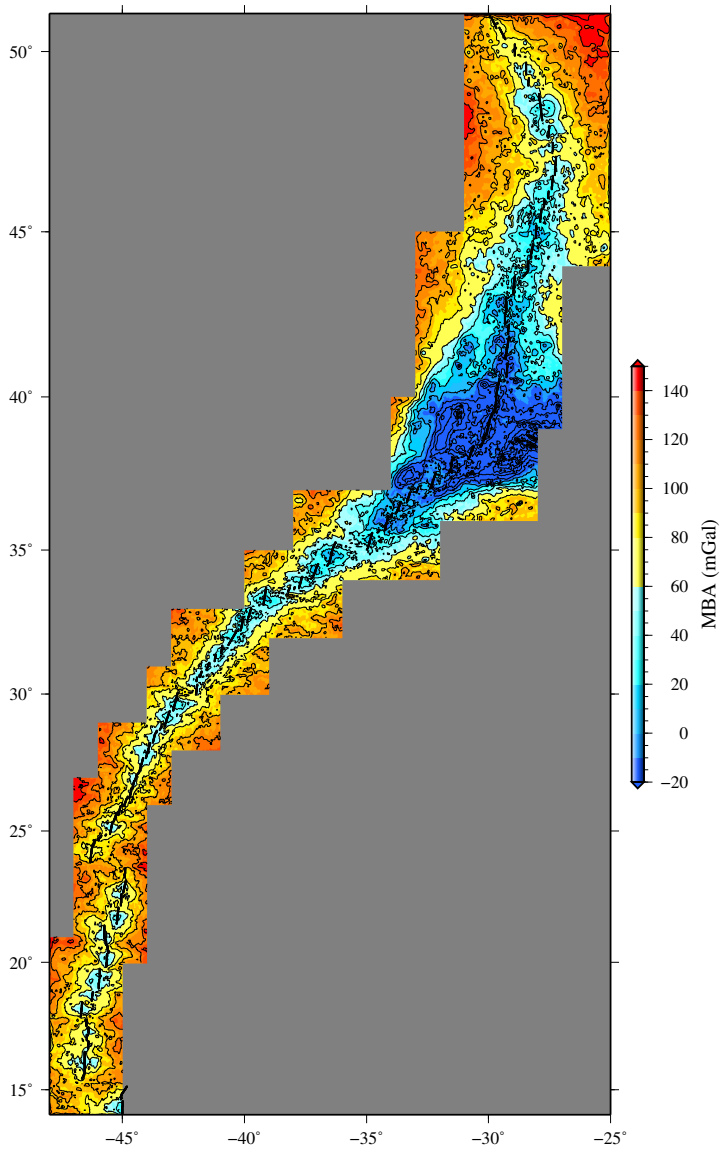


FIGURE 3.17 – MBA calculée par avec les données satellitaires le long de l'axe de la DMA Nord.
MBA computed from sallite data along the ridge axis of the northern MAR.

3.3.2 MBA haute résolution

Méthode des prismes

Au niveau de la DMA Nord, plusieurs cartes de la MBA ont été réalisées (Detrick et al., 1995; Thibaud et al., 1998; Cannat et al., 1999a; Maia et al., 2007) en utilisant la méthode de Parker (1973). Toutefois, lorsque l'orientation des profils le permet, il est possible de calculer un modèle de MBA de plus haute résolution à partir de données bathymétriques et gravimétriques recueillies lors de campagnes en mer. Ce modèle permet de calculer les effets gravimétriques dans le domaine spatial en utilisant la méthode des prismes (Chapman, 1979). Un code basé sur cette méthode avait déjà été développé auparavant (Rommevaux et al., 1994).

Dans cette méthode, la surface de chaque interface (eau/croûte et croûte/manteau) est décomposée en plusieurs prismes à base carré, s'assemblant pour former une grille. L'interface représentant le Moho est située 6 km sous l'interface correspondant au plancher océanique, l'épaisseur de la croûte est donc supposée constante. Le contraste de densité associé à chaque interface est de 1800 kg/m^3 pour la topographie du plancher (eau/croûte) et de 500 kg/m^3 pour le Moho (croûte/manteau). Chaque prisme est composé de faces. L'effet gravimétrique d'un prisme est calculé en tout point, avec :

$$g(x', y', z') = \rho\, G \int\int\int \frac{(z - z')dxdydz}{((x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - z')^2)^{\frac{3}{2}}} \tag{3.1}$$

où G est la constante gravitationnelle, et ρ la densité d'un prisme. La direction verticale z est orientée positivement vers le bas. Les coordonnées x', y', et z', sont celles du point d'observation extérieur au volume du prisme, tandis que les coordonnées x, y, et z, sont les variables d'intégration.

L'intégrale de volume de l'équation 3.1 est transformée en intégrale de surface par le théorème de Stokes, permettant ainsi de calculer une solution de l'équation pour chaque face du prisme (vecteur unité perpendiculaire à chaque face). Par la suite, l'anomalie de gravité propre à chaque prisme est obtenue en sommant les résultats de chaque face.

Le maillage utilisée pour le calcul a une résolution variable, en fonction de la distance entre les prismes, et les profils où le long desquels les effets sont calculés. De ce fait, le centre du maillage bathymétrique a une résolution plus fine (350 m), mais est entouré par un maillage plus grossier (1000 m de résolution), afin de prévenir des effets de bords.

Application : zones testées

Ce modèle a tout d'abord été appliquée à la zone FAMOUS (∼37°N), suite à l'étude d'une crise remarquable localisée au niveau des segments North FAMOUS et FAMOUS en août 2010. Une grille bathymétrique "bi-résolution" (fine au centre, large à l'extérieur de la zone d'étude) a donc été réalisée. L'effet gravimétrique a été calculé le long de chaque prisme des 7 profils de l'expérience SUDACORES (Fig. 3.18). Une image de la structure de cette zone à plus haute résolution a été obtenue, mettant en évidence une structure allongée traversant la NTO séparant les deux segments. Ce résultat contribue une meilleure compréhension du système magmatique profond ayant conduit à l'essaim d'août 2010. Ce travail est présentée dans l'article Giusti et al. (2018). Les données bathymétriques et gravimétriques utilisées pour le calcul de ce modèle sont issues de l'expérience SUDACORES (Cannat et al., 1999a).

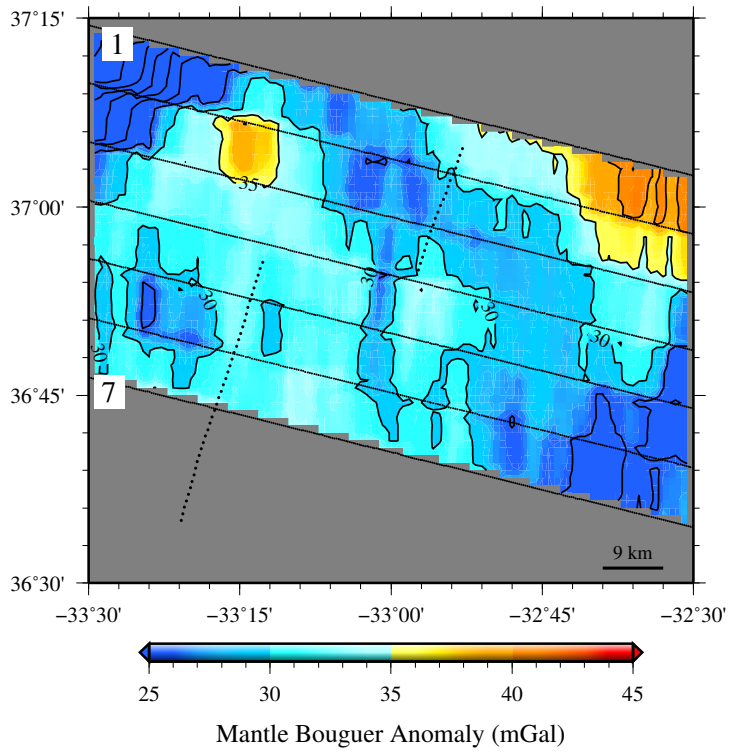


FIGURE 3.18 – Carte de la MBA haute résolution affichant le résultat de l'analyse gravimétrique réalisée avec : les calculs des anomalies gravimétriques (Chapman, 1979) et les données gavimétriques des 7 profils de l'expérience SUDACORES (ligne noir continue ; Cannat et al., 1999a). Les valeurs de MBA sont relatives. Les vallées axiales des segment North FAMOUS et FAMOUS sont représentées (du nord au sud, ligne noire pointillée).
High-resolution MBA map displays the result of the gravimetric analysis computed through : the calculation of the gravimetric anomalies (Chapman, 1979) and the gravimetric data of the seven profiles of the SUDACORES experiment (solid black line ; Cannat et al., 1999a). The MBA values are relative. The axial valleys of the North FAMOUS and FAMOUS segments are represented (from north to south, dotted line).

Deux autres zones ont été testées : AMAR (∼36°N) et OH (∼34°50′N), mais les cartes de MBA obtenues n'apportent pas d'informations supplémentaires sur la structure intra-lithosphérique de ces zones. Cela peut s'expliquer par une disposition des profils moins propices à l'étude de ces zones, ou bien à une source plus distante du fait d'une bathymétrie plus profonde, les structures hautes fréquences sont donc moins visibles. Dans le cas d'OH, les profils utilisés sont ceux de l'expérience SUDACORES (Cannat et al., 1999a) et EW9608 (R/V Ewing cruise report, 1996). Cette analyse avait pour but de mettre en évidence des structures plus hautes fréquences au niveau de la forte anomalie négative présente au centre du segment OH1, où une crise a été observée (cf. chapitre 5). Mais les résultats ne fournissent pas d'informations supplémentaires par rapport à la carte de (Detrick et al., 1995). Dans le cas de la zone AMAR, l'analyse a été motivée par : la présence de plusieurs crises localisées sur les différents segments de cette zone (cf. chapitre 5), et l'accès aux données de la campagne MARINER (Sohn et al., 2018) conduite au niveau du massif Rainbow (36°14′N). Toutefois, la carte obtenue (Fig. 3.19b) n'apporte pas d'informations supplémentaires par rapport à la carte de Paulatto et al. (2015) (Fig. 3.19a), ce dernier a calculé les données de MBA à partir de la méthode de Parker (1973).

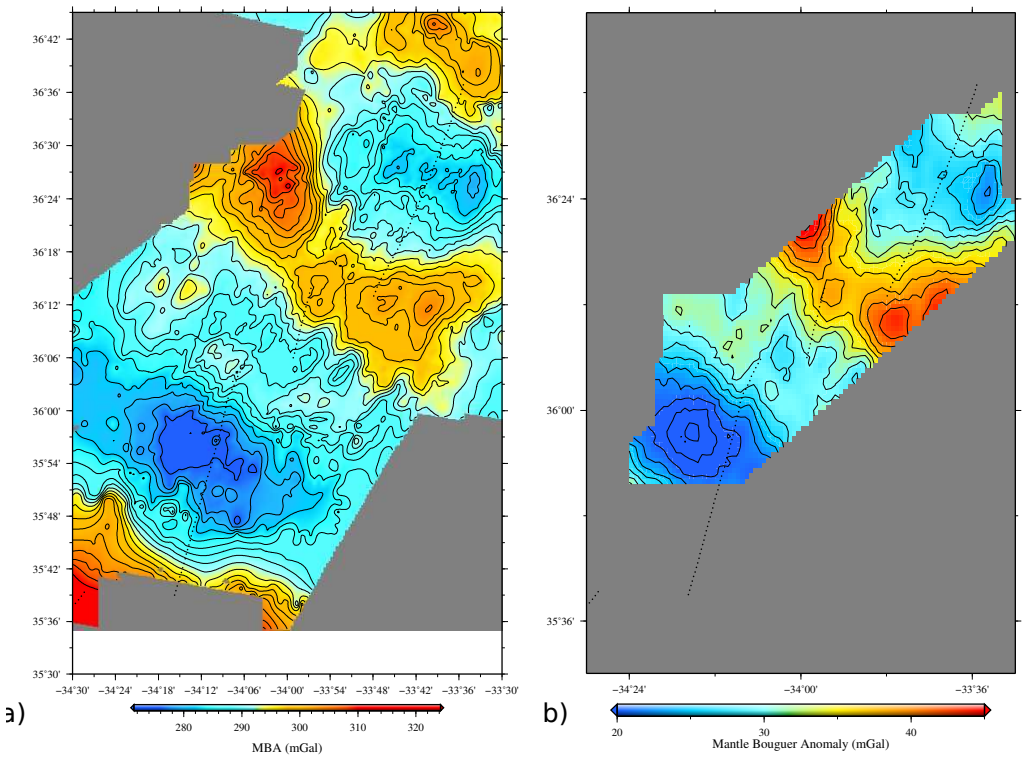


FIGURE 3.19 – Carte de la MBA, à partir des données de l'expérience MARINER. a) D'après les données de MBA traitées par (Paulatto et al., 2015). b) résultat de l'analyse gravimétrique haute résolution. Les valeurs de MBA sont relatives. Les vallées axiales des segment AMAR, AMAR minor North, AMAR minor South et South AMAR sont représentées (du nord au sud, igne noire pointillée).
High-resolution MBA map, MARINER experiment. a) After the MBA data computed by Paulatto et al. (2015). b) result of the gravimetric analysis high-resolution. The MBA values are relative. The axial valleys of the AMAR, AMAR minor North, AMAR minor South et South AMAR segments are represented (from north to south, dotted line).

Chapitre 4

Sismicité de la dorsale médio-Atlantique nord : Caractérisation spatio-temporelle

Sommaire

4.1 Sismicité : reflet de la déformation actuelle 139

4.1.1 Analyse spatiale de la sismicité de fond 139

4.1.2 Taux de sismicité par supersegment 157

4.1.3 Taux de sismicité par segment au sud des Açores 160

4.1.4 Taux de sismicité & obliquité 171

4.2 Sismicité des dorsales & processus mantelliques 177

4.2.1 Sismicité à grande longueur d'onde 177

4.2.2 L'effet du point chaud, quelle limite d'influence au sud des Açores ? . 179

Summary

This chapter deals with the relations between actual deformation linked to the seismicity and parameters controlled by processes integrated over long periods of time as the obliquity, the temperature and/or the underlying mantle rheology, and the Azores hotspot proximity. This work provides additional data to the previous studies realised along the northern MAR. The first part of this chapter focuses on spatio-temporal distribution of the seismicity at the supersegment (several hundred km) and segment (few km) scales. The second part analyses the distribution at broad wavelength. This seismicity pattern can be compared to the manifestations of mantle processes.

The results show the importance of long term data to reduce seismicity variations from one catalogue to another in the same area. Differences in the repartition of the seismicity along the ridge is observed between the MoMAR and SA areas. The seismicity rate obtained for each of the 7 supersegments reveals higher values for the 2 supersegments of the MoMAR area according to the complete and declustered catalogues of the hydroacoustic seismicity suggesting a strong background seismicity. The gap between the two types of teleseismic catalogues suggests as well a difference in the thermal regime and in the nature of the seafloor spreading processes. At segment scale, the seismicity rate shows that the segments have their own dynamics. However, a difference exists between the segments of the MoMAR and SA areas associated to the same symmetric mode of accretion.

The obliquity of the supersegment can explain this strong difference in the background seismicity at the supersegment scale but no relation is found at the segment scale.

The comparison of the curves of bathymetry, MBA and seismicity displays :
- A northern limit of the hotspot influence consistent between these data and similar to the previous one.
- A southern limit of the hotspot influence more complexe and different to the previous one.

Thereby, the limit of the Azores hotspot influence obtained from the seismicity pattern along the ridge is opposite to the north/south asymmetry described as more extended southward according to other types of data (bathymetry, gravimetry). This result raises several questions on the ridge-hotspot interaction and on the mantle plume behavior north and south of the Azores. The proximity of the hotspot influence changes the thermal regime along the ridge axis leading to a seismicity increase with the distance of the hotspot. However, we do not know how strong is this influence. We could imagine that the proximity of the Azores hotspot increases the number of magmatic events of low magnitude and influences the background seismicity highlighted in the MoMAR area. This could explain partly the seismicity rate difference between the MoMAR/SA segments associated with a symmetric mode of accretion. This is of course a supposition.

L'objectif de ce chapitre est d'établir des relations entre la déformation actuelle caractérisée par la sismicité le long de la DMA Nord et des paramètres contrôlés par des processus intégrés sur de longues périodes de temps tels que l'obliquité, la température et/ou la rhéologie du manteau sous-jacent et la proximité du point chaud des Açores. L'intérêt de ce travail est d'apporter des données supplémentaires aux études réalisées précédemment. La première partie de ce chapitre se concentre sur la distribution spatiale et temporelle de la sismicité le long de la DMA Nord, à l'échelle du supersegment (plusieurs centaines de km) et du segment (quelques km). La seconde partie analyse la distribution de la sismicité à grande échelle et la compare aux manifestations des processus mantelliques. Avec l'extension des séries d'observations temporelles, de nouveaux taux de sismicité ont été obtenus et ont été mis en relation avec ces différents paramètres. Au sud des Açores, le catalogue a été étendu à 7.1 ans de données pour la zone MoMAR et a permis de proposer une limite sud pour l'influence du point chaud des Açores.

4.1 Sismicité : reflet de la déformation actuelle

Notre étude se place dans un contexte d'acquisition de données de la sismicité de la DMA Nord (15°N-55°N), suite aux déploiements successifs de réseaux d'hydrophones sur plusieurs années. L'apport de 4 années supplémentaires d'enregistrements hydroacoustiques dans la zone MoMAR par rapport à la dernière étude globale (Simao, 2009) permet de mieux caractériser l'activité le long de l'axe. L'intégration de ces nouveaux catalogues de sismicité au jeu de données préexistant, nécessite, dans un souci d'homogénéité, d'effectuer la même méthodologie sur tous les catalogues. L'ensemble des données hydroacoustiques acquises depuis 1999, a donc été retraité de manière équivalente.

4.1.1 Analyse spatiale de la sismicité de fond

On peut distinguer deux types de sismicité dans les catalogues, celle associée aux événements générés lors de crises sismiques majeures (identifiées par la méthode *Single Link Cluster*) et celle produite par le régime sismique permanent à l'axe de la dorsale. Les séquences sismiques majeures sont limitées dans le temps et leur analyse se fait à l'échelle du segment. Les caractéristiques spatio-temporelles de ces séquences ne sont pas forcément reliées aux processus géodynamiques à grande échelle (Goslin et al., 2012). Afin de s'affranchir de cette sismicité, les catalogues déclusterisés hydroacoustiques et ISC, *i.e.* sans les séquences sismiques, seront analysés. De plus, chaque catalogue hydroacoutique est dépouillé des événements dont le *Source Level* est inférieur au seuil de détection, $SL \leq SL_c$.

Distribution spatiale de la sismicité déclusterisée

La distribution spatiale des événements provenant de l'ensemble des catalogues hydroacoustiques et télésismiques est représentée sur les figures 4.1-4.4. L'activité sismique est concen-

trée majoritairement dans les 20 à 40 km de l'axe (Smith et al., 2002). A première vue, la région s'étendant des Açores à la faille transformante Oceanographer (35.3°N, Fig. 4.1) est très active. Outre le grand nombre d'événements (plus d'observations temporelles), les événements recouvrent la quasi totalité de l'axe. Dans cette zone, la distribution des séismes, avec plusieurs événements localisés hors axe, est plus étalée de part et d'autre de la ride par rapport au sud de la faille transformante Hayes (33.5°N, Figs. 4.2-4.4). Cette dispersion de la sismicité peut être liée au bombement du plancher océanique sous les Açores, induit par la proximité du point chaud (Vogt, 1976; Gente, 1987).

Dans la zone MoMAR (40°N-32.5°N, Fig. 4.1), les événements hydroacoustiques sont localisés principalement sur les flancs des vallées axiales et le long des discontinuités non-transformantes (Fig. 4.1). En revanche, dans la zone SA (32.5°N-15°N, Figs. 4.2-4.4), les événements hydroacoustiques semblent plus concentrés le long de l'axe de la ride, et les vallées axiales des segments affichent une activité plus importante que les flancs. Une irrégularité marquée dans la répartition de la sismicité de la zone SA est clairement visible, avec des zones de plusieurs kilomètres quasiment dépourvues d'événements sismiques (*e.g.* segments 10(K7), 14(TAMMAR), 28(KA6), 29(KA5), 36(HA7), 38(HA5)-39, 41(HA1), Figs. 4.2-4.4). Cette alternance de sismicité reflète des zones plus ou moins actives, comme relevé par Smith et al. (2002, 2003). Ce schéma d'activité dans la distribution de la sismicité n'est pas autant prononcé dans la zone MoMAR (40°N-32.5°N, Fig. 4.1). On ne peut définir clairement des bandes de sismicité (Simao, 2009). Toutefois, des segments de plus faible activité se distinguent (*e.g.* segments 52(MG), 51(LS), 46(PO8), 45(OH1), Fig. 4.1). Ces zones de faible activité peuvent aussi bien générer des événements au *Source Level* inférieur au seuil de détection des hydrophones ou être dominées par des processus asismiques.

Le faible nombre de téléséismes ne permet pas de décrire un schéma de sismicité similaire à ceux observés avec les événements hydroacoustiques (Smith et al., 2003; Simao et al., 2010). Cependant, on remarque également une distribution différente des événements télésismiques entre les zones MoMAR et SA. On observe respectivement que : la majorité des téléséismes est localisée sur les discontinuités transformantes ou non-transformantes (du segment Menez-Gwen à la faille transformante Hayes, Fig. 4.1), tandis qu'ils sont régulièrement situés dans les vallées axiales et sur les flancs des segments dans la zone SA.

L'ensemble de ces observations globales constitue un premier marqueur pour suggérer une différence de comportement entre les deux zones : le régime hydroacoustique permanent de la zone MoMAR ne présente pas un schéma d'alternance de sismicité équivalent à celui de la zone SA. Cela pourrait suggérer des différences moins marquées dans la dynamique des segments de la zone MoMAR. Quant au régime télésismique permanent, il est caractérisé par des événements télésismiques concentrés majoritairement le long des discontinuités dans la zone MoMAR, tandis que l'inverse est observé dans la zone SA. Le manque d'événements télésismiques au niveau des segments de la zone MoMAR dans le catalogue déclusterisé suggère que la majorité des séismes de fortes magnitudes sont générés, soit rarement, soit lors de crises sismiques, ou que les segments sont quasiment asismiques au seuil de magnitude de complétude

des réseaux terrestres. Cette distribution de téléséismes s'alignant principalement le long des discontinuités a été décrite pour la dorsale lente Centrale Indienne (Tsang-Hin-Sun, 2016).

Au niveau des failles transformantes, la proportion d'événements hydroacoustiques varie tout en demeurant peu importante. Les failles transformantes Oceanographer, Hayes, Atlantis et Kane révèlent les plus fortes activités, tandis que celle de Fifteen-Twenty comporte très peu d'événements hydroacoustiques. Ce déficit de sismicité pourrait refléter une activité de magnitude plus faible que le *Source Level* de complétude des hydrophones ou un glissement en partie asismique lié à la présence de serpentinite (Smith et al., 2003). En revanche, les téléséismes sont rares au niveau des failles transformantes Hayes et Atlantis et fortement présents sur les failles transformantes Oceanographer, Kane et Fifteen-Twenty (cf chapitre précédent). Cet écart d'occurrence entre les deux types de catalogue pour la faille transformante Fifteen-Twenty peut s'expliquer par une faible activité de cette faille durant la période de déploiement du réseau SA ou par une activité sismique essentiellement de forte magnitude.

Les sites hydrothermaux actifs et inactifs de la DMA Nord sont représentés sur les figures 4.1 à 4.4. La sismicité liée à la circulation hydrothermale est associée à des événements de faible magnitude (Crawford et al., 2013), et est observée par des réseaux d'OBS. Il est peu probable que la microsismicité, induite par la circulation hydrothermale dans les porosités de la croûte océanique, soit enregistrée par les réseaux d'hydrophones, puisqu'en dessous du seuil de complétude de ces instruments.

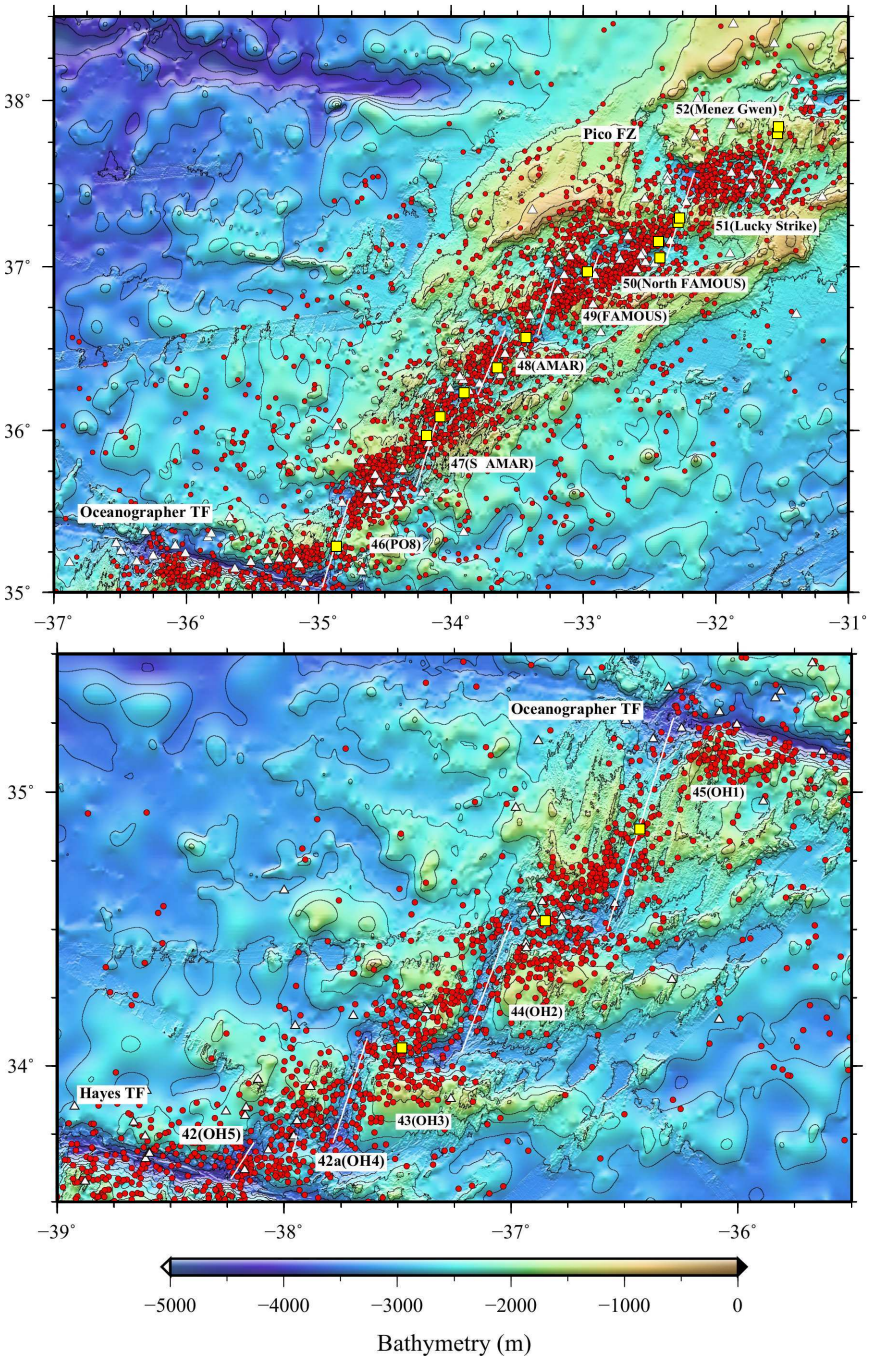


FIGURE 4.1 – Distribution spatiale des événements hydroacoustiques (cercle rouge) de tous les catalogues de la zone MoMAR sans les séquences sismiques, et des événements télésismiques entre 1995 et 2014 (triangle blanc). Les sites hydrothermaux sont représentés (carré jaune ; grand = actif / petit = inactif).
Spatial distribution of the hydroacoustic events (red circle) of the declustered catalogues of the MoMAR array and declustered teleseismic catalogue between 1995-2014 (white triangle). The hydrothermal vents are identified (yellow square ; bigger=activ / smaller = inactiv).

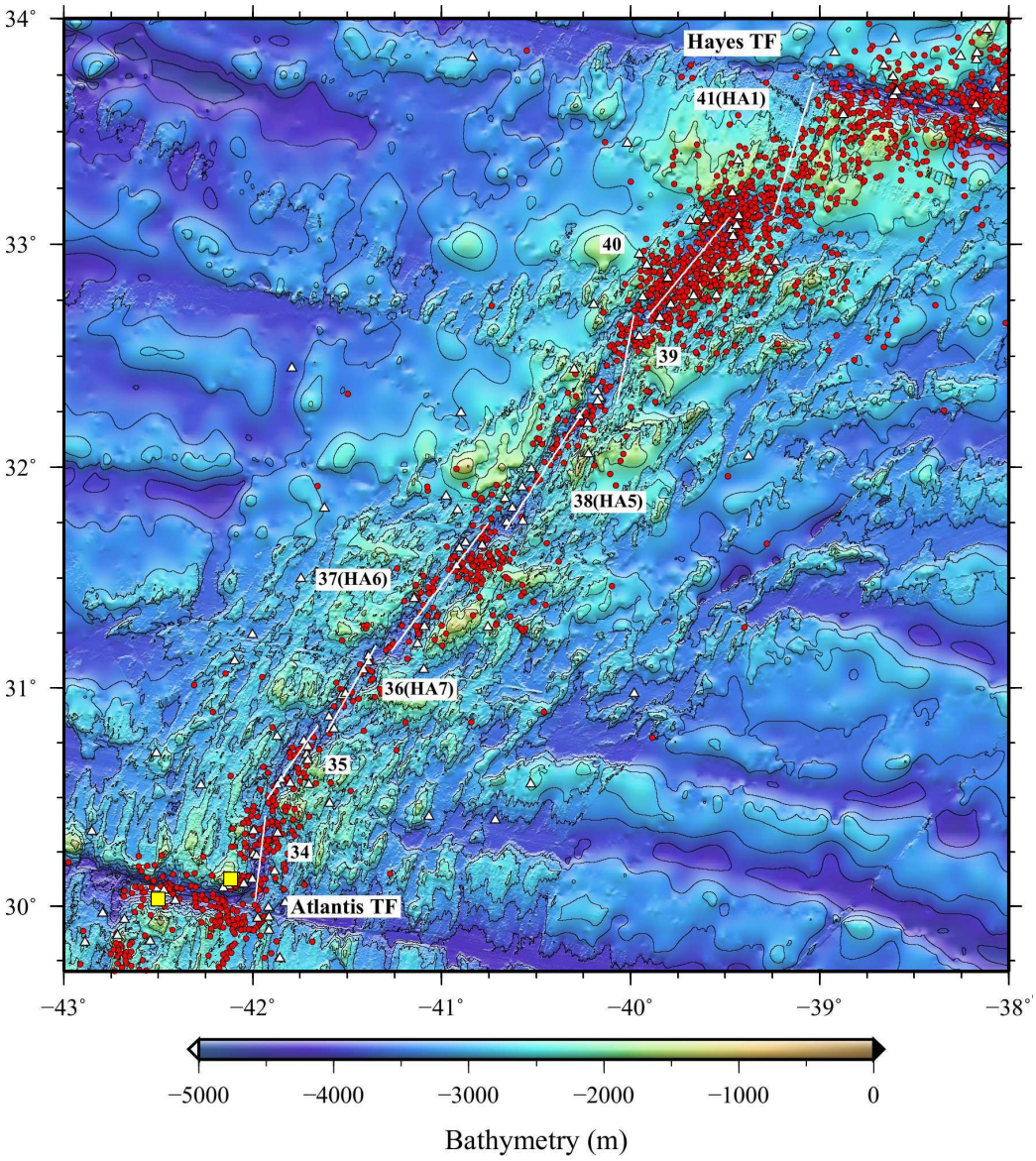


FIGURE 4.2 – Distribution spatiale des événements hydroacoustiques (cercle rouge) de tous les catalogues de la zone MoMAR et SA sans les séquences sismiques, et des événements télésismiques entre 1995 et 2014 (triangle blanc). Les sites hydrothermaux sont représentés (carré jaune ; grand = actif / petit = inactif) .
Spatial distribution of the hydroacoustic events (red circle) of the declustered catalogues of the SA array and declustered teleseismic catalogue between 1995-2014 (white triangle). The hydrothermal vents are identified (yellow square ; bigger=activ / smaller = inactiv).

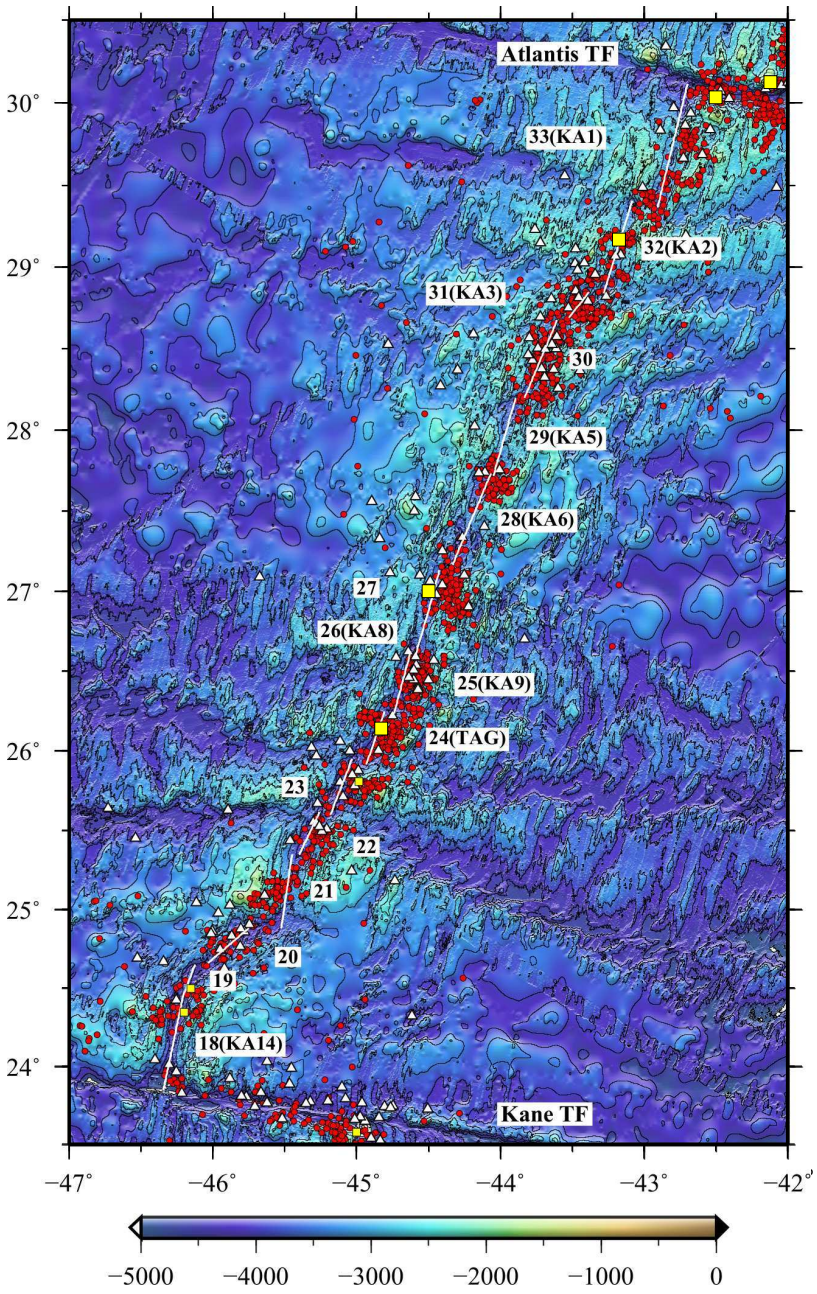


FIGURE 4.3 – Distribution spatiale des événements hydroacoustiques (cercle rouge) de tous les catalogues de la zone SA sans les séquences sismiques, et des événements télésismiques entre 1995 et 2014 (triangle blanc). Les sites hydrothermaux sont représentés (carré jaune ; grand = actif / petit = inactif).
Spatial distribution of the hydroacoustic events (red circle) of the declustered catalogues of the sa array and declustered teleseismic catalogue between 1995-2014 (white triangle). The hydrothermal vents are identified (yellow square ; bigger=activ / smaller = inactiv).

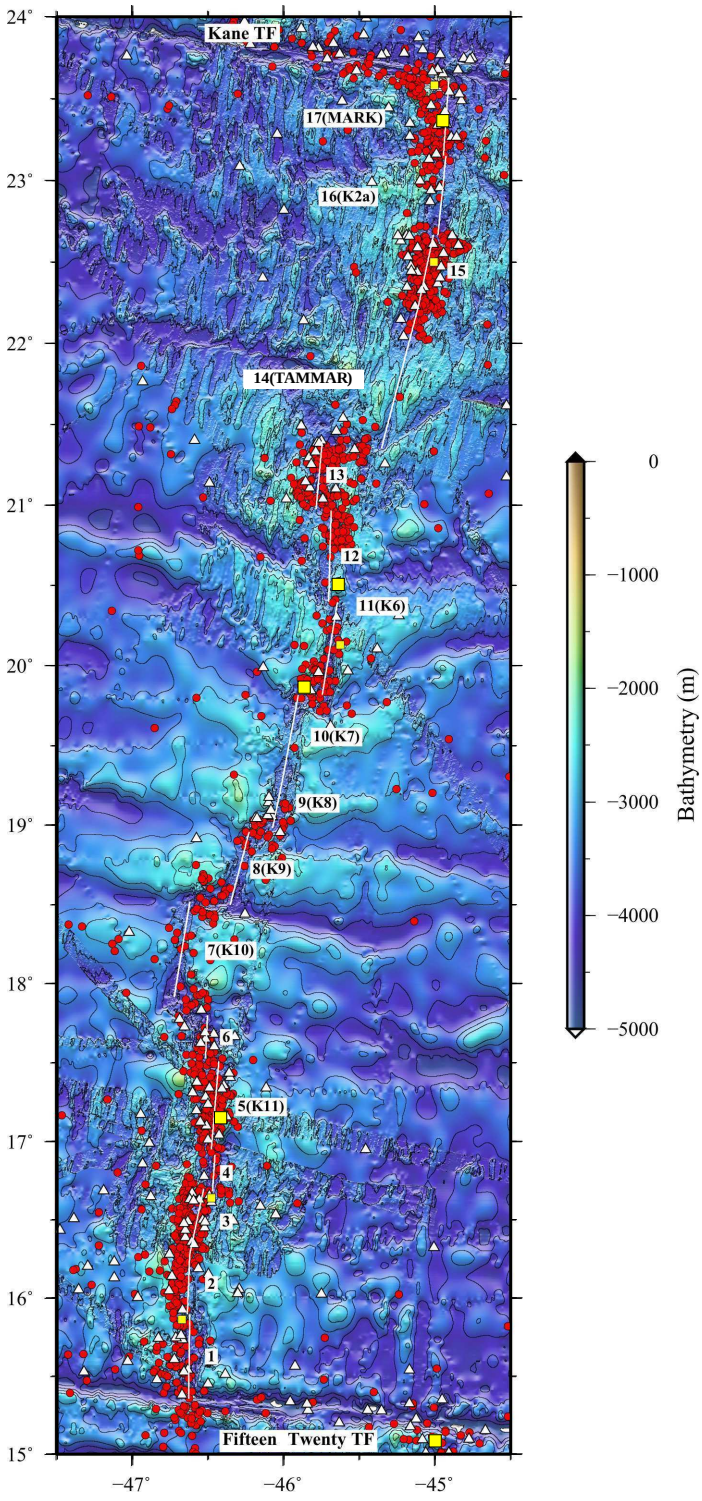


FIGURE 4.4 – Distribution spatiale des événements hydroacoustiques (cercle rouge) de tous les catalogues de la zone SA sans les séquences sismiques, et des événements télésismiques entre 1995 et 2014 (triangle blanc). Les sites hydrothermaux sont représentés (carré jaune ; grand = actif / petit = inactif).
Spatial distribution of the hydroacoustic events (red circle) of the declustered catalogues of the SA array and declustered teleseismic catalogue between 1995-2014 (white triangle). The hydrothermal vents are identified (yellow square ; bigger=activ / smaller = inactiv).

Distribution spatio-temporelle par catalogue le long de l'axe de la zone MoMAR

La succession des réseaux d'hydrophones déployés dans la zone MoMAR depuis 2003 offre la possibilité de comparer les séries temporelles enregistrées sur $\sim$ 800 km au sud des Açores, entre le point triple et les deux premiers segments au sud de la faille transformante Hayes (segments HA1 et 40). Les figures 4.5 et 4.6 montrent la distribution spatio-temporelle de la sismicité à partir des catalogues MARCHEs et HMs ainsi que celle enregistrée par les stations terrestres. La compilation des catalogues déclusterisés, télésismiques (cercle orange) et hydroacoustiques (cercle noir, Figs. 4.5-4.6), montre la prépondérance des événements des séries hydroacoustiques pour l'étude de la sismicité de fond, et l'importance des processus de faible magnitude. L'étude des événements hydroacoustiques et télésismiques au cours du temps apporte des informations complémentaires sur les types de processus géodynamiques régissant la sismicité dans cette section de dorsale.

La distinction entre les catalogues complets (gris) et déclusterisés (bleu-vert, Figs. 4.5-4.6), met en évidence les différentes localisations des crises sismiques qui varient d'un catalogue à l'autre. Dans le cas des événements télésismiques, pour les deux types de catalogues, la distribution de la sismicité est inhomogène le long de l'axe. Comme suggéré dans la section précédente, les événements télésismiques présents sur les segments de la dorsale, sont principalement liés à des crises. Entre 1995 et 2014, la majorité des crises télésismiques se concentre au niveau des segments Lucky Strike, North FAMOUS, OH2, et AMAR minor South (AM S) (Figs. 4.5-4.6). L'activité télésismique de fond se focalise sur les extrémités des segments, proche des discontinuités, excepté à $\sim$ 750 km des Açores où la sismicité est présente sur toute la longueur du segment 40.

Au cours des trois expériences MARCHEs, les enregistrements hydroacoustiques montrent que les segments AMAR à South AMAR ont subi des crises sismiques, de même que le segment 40 au sud du segment HA1 (Fig. 4.5). Les catalogues des expériences HYDROMOMARs révèlent deux séquences sismiques associées à un très grand nombre d'événements, situées respectivement au niveau des segments North FAMOUS et FAMOUS dans le catalogue HM10-11 et du segment OH3 dans le catalogue HM12-14 (Fig. 4.6). Excepté la zone ayant subi des crises sismiques lors de l'expérience HM10-11, peu d'activité a été enregistré le long de l'axe, se démarquant des autres expériences. Concernant les catalogues déclusterisés, ils montrent une certaine variabilité dans la distribution de la sismicité le long de l'axe, qui se maintient entre les différentes expériences. Toutefois, la répartition de la sismicité entre des segments concentrant l'activité et d'autres quasiment asismiques, semble persister dans le temps.

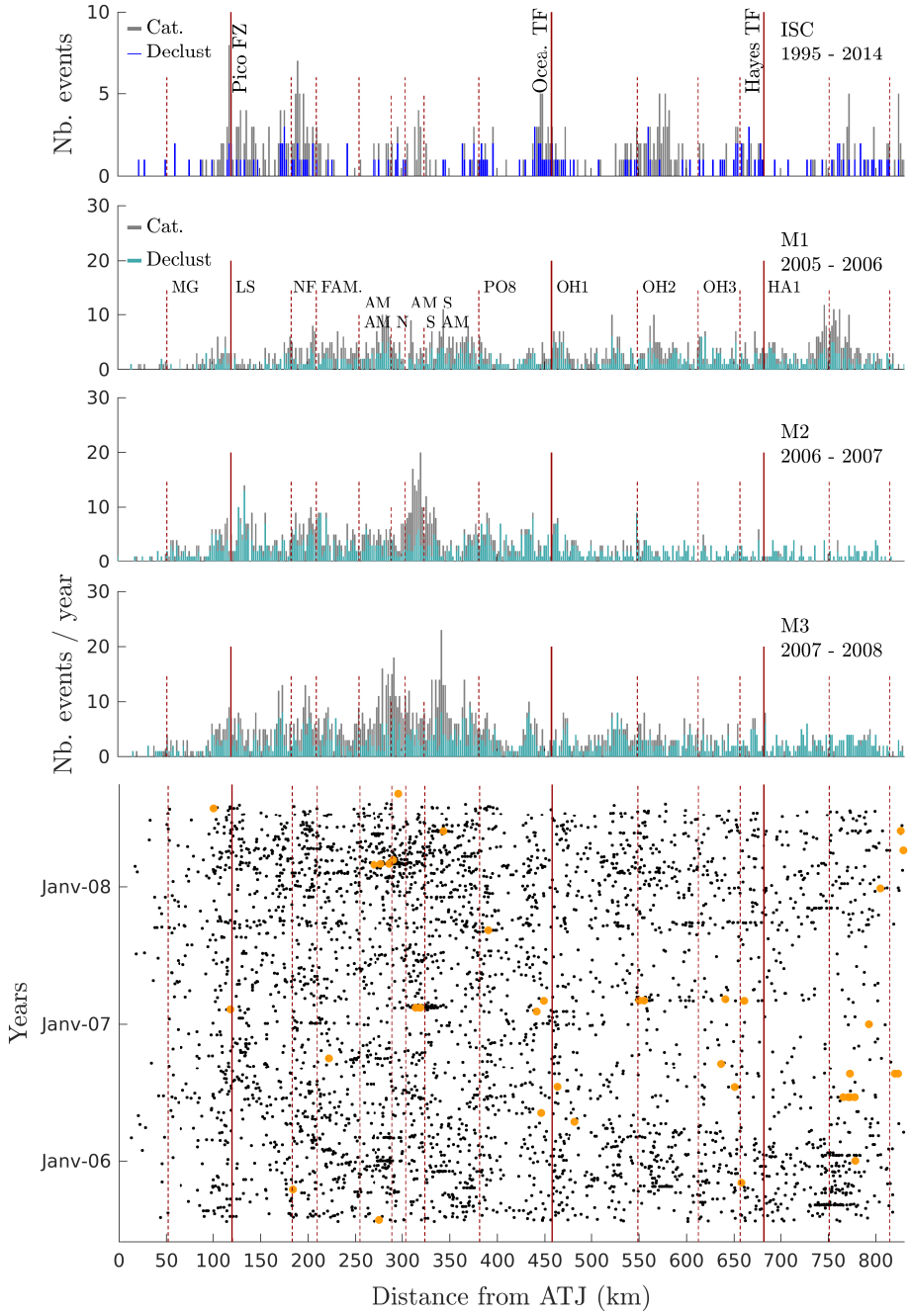


FIGURE 4.5 – Distribution spatiale et temporelle de la sismicité le long de l'axe de la DMA dans la zone MoMAR. De haut en bas, histogrammes du nombre d'événements par boîte de 2 km pour les catalogues complets et déclusterisés, ISC et MARCHEs (M1, M2 et M3). Distribution temporelle des événements hydroacoustiques (cercle noir) et télésismiques (cercle orange) le long de l'axe. Les zones de fractures et failles transformantes principales (ligne rouge continue), discontinuités non-transformantes (ligne rouge pointillée) et les segments sont identifiés.

Spatial and temporal distribution of the seismicity along the MAR axis in the MoMAR area. From top to bottom, histograms of the number of events in bins of 2 km for the clustered and declustered catalogues, ISC and MARCHEs (M1, M2 et M3). Time-distance distribution of the hydroacoustic events (black circle) and teleseismic (orange circle) along the axis. Main fracture zones and transform faults (red solid line), non-transform discontinuities (red dashed line) and segments are identified.

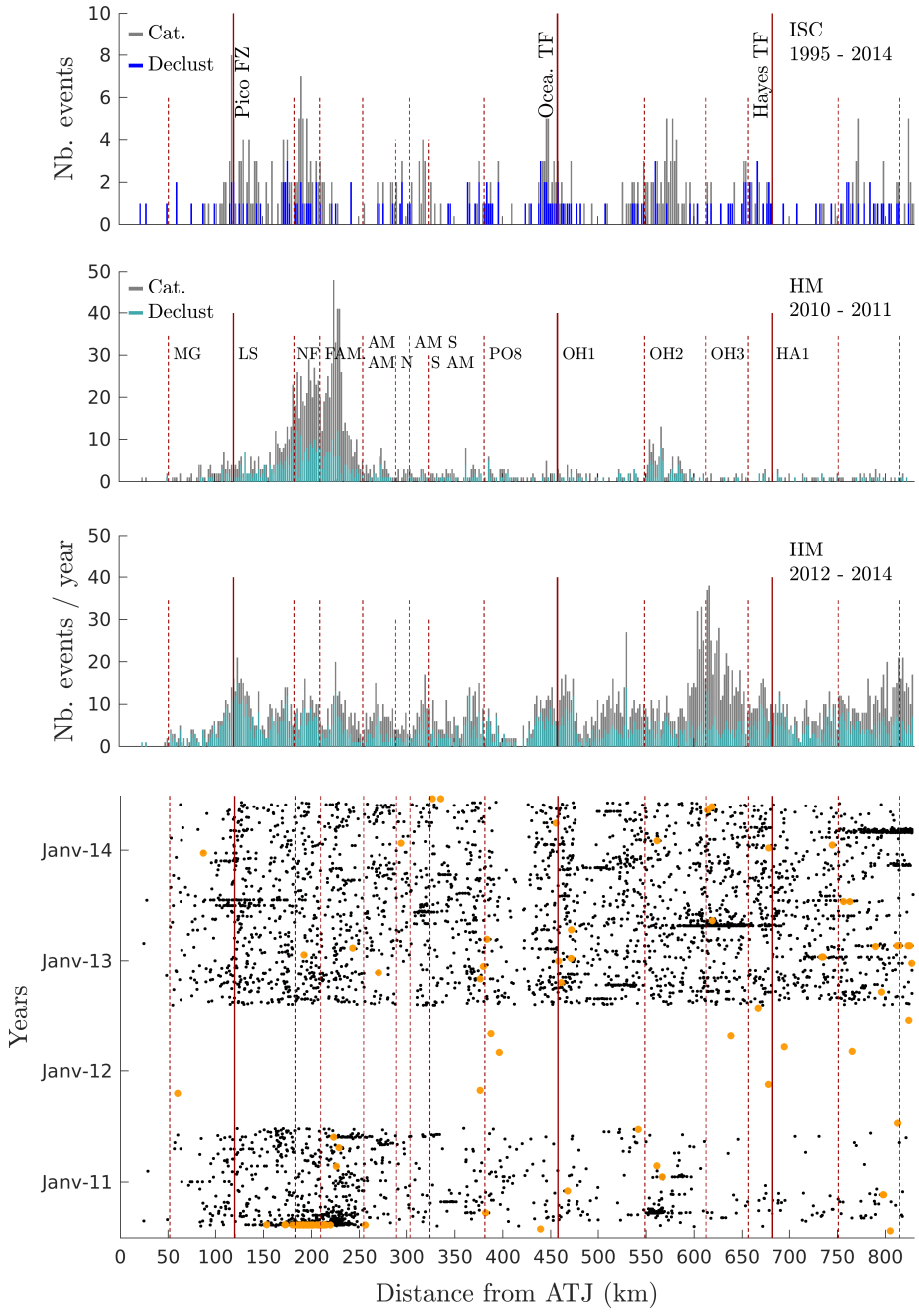


FIGURE 4.6 – Distribution spatiale et temporelle de la sismicité le long de l'axe de la DMA dans la zone MoMAR. De haut en bas, histogrammes du nombre d'événements par boîte de 2 km pour les catalogues complets et déclusterisés, ISC et HYDROMOMARs (HM10-11 et HM12-14). Distribution temporelle des événements hydroacoustiques (cercle noir) et télésismiques (cercle orange) le long de l'axe. Les zones de fractures et failles transformantes principales (ligne rouge continue), discontinuités non-transformantes (ligne rouge pointillée) et les segments sont identifiés.

Spatial and temporal distribution of the seismicity along the MAR axis in the MoMAR area. From top to bottom, histograms of the number of events in bins of 2 km for the clustered and declustered catalogues, ISC and HYDROMOMARs (HM10-11 et HM12-14). Time-distance distribution of the hydroacoustic events (black circle) and teleseismic (orange circle) along the axis. Main fracture zones and transform faults (red solid line), non-transform discontinuities (red dashed line) and segments are identified.

De manière schématique, la répartition de la sismicité hydroacoustique à l'échelle du segment et dans la limite de détection des hydrophones peut présenter soit une forme en "U", traduisant une activité plus importante sur les extrémités qu'au centre, soit une forme "plate", montrant un taux quasi constant le long du segment (Fig. 4.7). Ces différentes formes schématiques de la distribution de la sismicité ne persistent pas toujours dans le temps. La lacune centrale de sismicité est visible, en autres, au niveau des segments LS, PO8 et OH1 pour tous les catalogues MARCHEs et HMs (Figs. 4.5-4.6). On retrouve cette forme en "U" également dans la distribution des événements le long du segment South AMAR (S AM) et HA1 pour les catalogues M1, M3 et HM12-14. Une plus faible sismicité au centre des segments OH1 et HA1 avait déjà observée par Smith et al. (2003), et serait induite par des processus magmatiques actifs (Smith et al., 2003; Goslin et al., 2012). La comparaison avec les événements du catalogue télésismique entre 1995 et 2014 révèle également un manque de sismicité au niveau de ces segments. La forme "plate" est relevée pour les segments OH2 et OH3 pour les catalogues M2 et M3, et est visible pour la zone AMAR à AMAR minor North (AMAR N) pour tous les catalogues (Figs. 4.5-4.6). Le segment FAMOUS affiche une forme en "U" pour les catalogues M1 et M2, tandis que pour les autres catalogues on observe une forme de type "bombée" au centre.

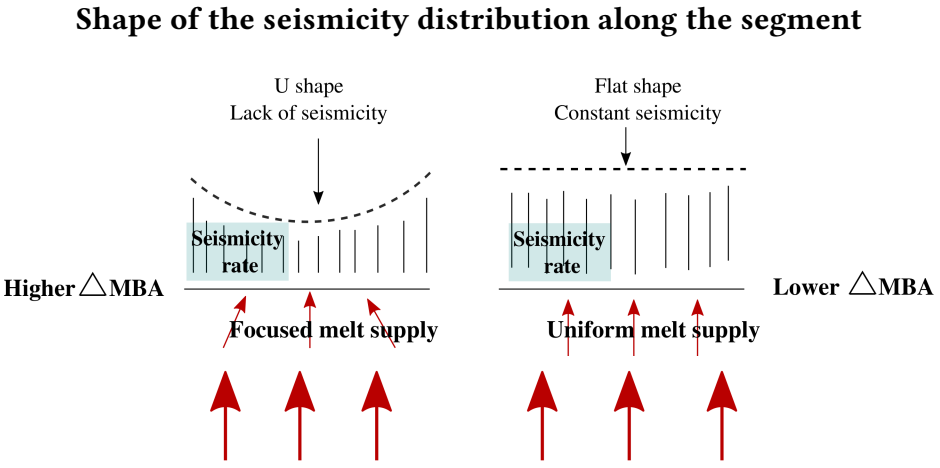


FIGURE 4.7 – Schéma de deux formes caractéristiques du taux de sismicité à l'échelle du segment.
Cartoon of two characteristics shapes of the seismicity rate at the segment scale.

Ces différentes formes de sismicité peuvent refléter des processus sismiques propres à chaque segment (Fig. 4.7).

Sachant que l'épaisseur de la lithosphère et la structure thermique contrôlent le niveau d'activité sismique à l'échelle du segment (Smith et al., 2002; Simao et al., 2010; Goslin et al., 2012), une forme en "U" pourrait s'expliquer par un apport magmatique plus concentré sur le centre du segment, induisant des événements de plus faible magnitude qu'aux extrémités du segment. Tandis qu'une forme "plate" traduirait un apport magmatique quasi uniforme, entraînant une distribution plus homogène de la sismicité. Le ΔMBA représente la différence d'épaisseur de croûte entre le centre et les extrémités du segment mais aussi le degré de magma

concentré sur une zone. La forme de la sismicité propre à chaque segment pourrait donc être liée à ce paramètre. De ce fait, les segments PO8, OH1 et HA1 ont un fort ΔMBA (respectivement -45, -37 et -29 mGal), sont de type chaud (Thibaud et al., 1998) et présentent cette forme en "U" dans leur sismicité. Les segments OH2 et OH3 sont de type intermédiaire (Thibaud, 1998) avec un ΔMBA plus faible (respectivement -15, -15 et -3 mGal) et sont caractérisés par un niveau de sismicité peu variable. Ces observations sont en accord avec de nombreuses études portant sur la caractérisation des segments OH1, OH2 et OH3. En effet, ces études ont mis en évidence une différence dans la répartition de l'apport magmatique, qui serait plus concentré au centre du segment OH1 et plus uniforme le long des segments OH2 et OH3 (Magde et al., 1997; Gràcia et al., 1999; Canales et al., 2000; Hooft et al., 2000; Rabain et al., 2001; Dunn et al., 2005). De plus, la forme en "U" identifiable pour le segment LS est en accord avec son ΔMBA élevé (-19 mGal, Thibaud (1998)), de même que la présence d'une chambre magmatique sous le système hydrothermal de Lucky Strike (Singh et al., 2006). Ainsi, ces schémas de sismicité pourraient être des indications du régime thermique de la lithosphère (Fig. 4.7). L'intégration de l'ensemble de ces séries temporelles permettrait d'obtenir une tendance plus robuste de l'activité de chaque segment (section 4.1.3, Fig. 4.9).

L'analyse spatiale de la sismicité de fond montre une variation de la répartition spatiale et du nombre d'événements le long de la DMA entre 33°N et 40°N. Outre cette variabilité, des segments semblent avoir un caractère plus constant comme PO8 et Menez-Gwen pour lesquels une lacune de sismicité perdure dans le temps. Ces fluctuations attestent de l'importance de l'intégration de données sur le long terme, pour une approche la plus robuste possible des tendances de la dynamique de la sismicité.

Intégration des données le long de la DMA Nord

La caractérisation de la distribution de la sismicité le long de l'axe de la DMA Nord nécessite l'intégration de l'ensemble des catalogues hydroacoustiques disponibles depuis 1999. Les périodes de déploiements, et donc la durée des enregistrements, variant d'une zone à l'autre, les catalogues de sismicité sont moyennées par an. Les figures 4.8 à 4.10 affichent la distribution de la sismicité le long de l'axe, entre 15°N et 55°N pour les événements hydroacoustiques (moyennée par an) et télésismiques (entre 1995 et 2014).

Dans la zone SIRENA, l'activité sismique hydroacoustique apparaît de manière très discontinue le long de l'axe, avec des pics de sismicité au niveau du système transformant de Charlie-Gibbs. On retrouve également une forte activité à 200 km au sud de cette zone et à proximité de la faille transformante de Maxwell, puis environ à 800 et 600 km au nord du point triple des Açores (Fig. 4.8). Ces régions d'activité sont associées à des crises sismiques analysées par Goslin et al. (2012), comme relevé par Simao (2009). Une forte concentration d'événements télésismiques dans la zone transformante de Charlie-Gibbs ressort également avec le catalogue télésismique, et contraste avec le reste de l'activité de la zone SIRENA (Fig. 4.8).

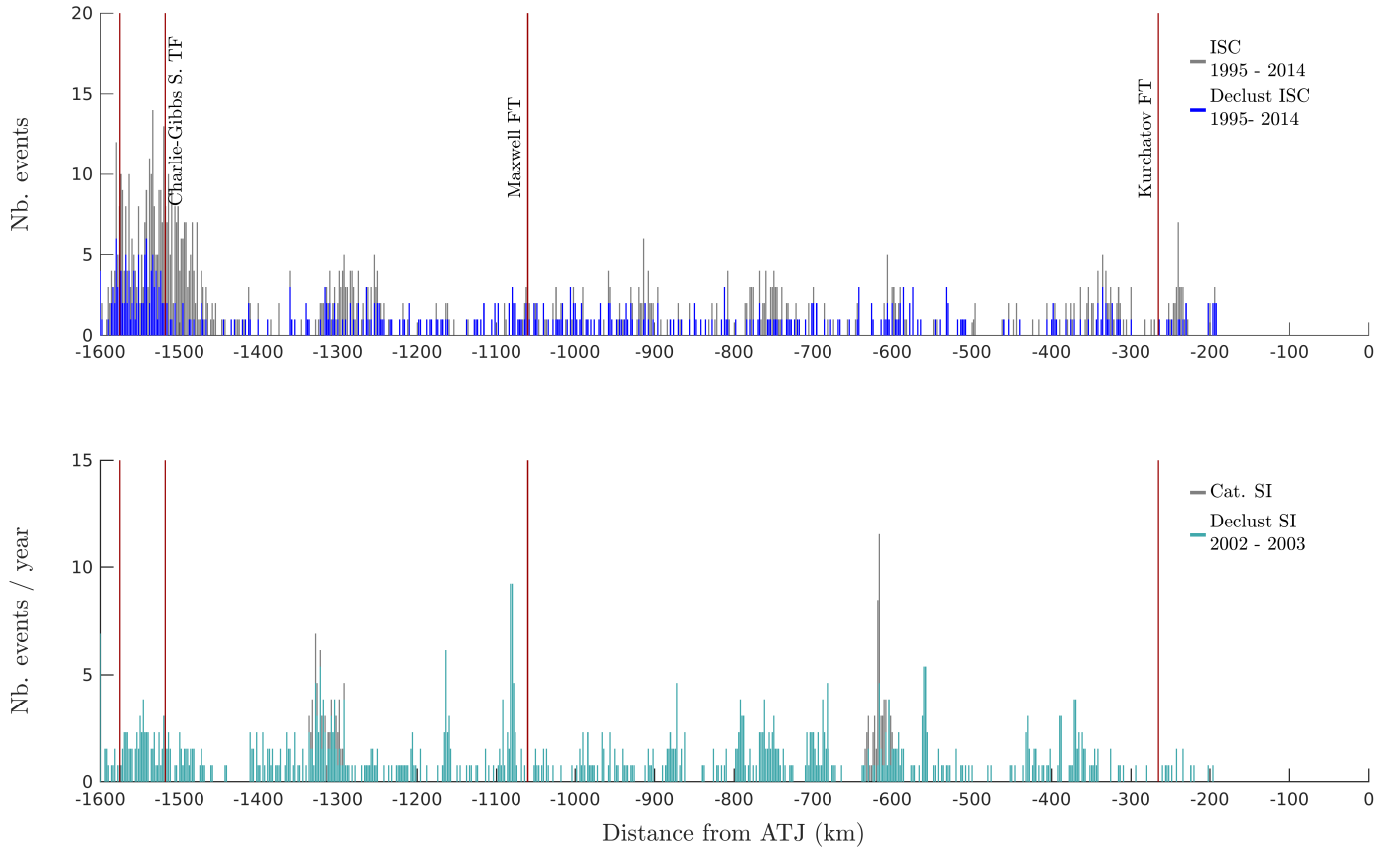


FIGURE 4.8 – Histogramme du nombre d'événements : (Haut) télésismiques des catalogues ISC, complet et déclusterisé, dans la zone SIRENA entre 1995 et 2014. (Bas) hydroacoustiques, complet et déclusterisé, du catalogue SIRENA entre 2002 et 2003.
Histograms of the number of events : (Top) teleseismic from the clustered and declustered ISC catalogue of the SIRENA area between 1995 and 2014. (Bottom) hydroacoustic from the clustered and declustered SIRENA catalogue from 2002 to 2003.

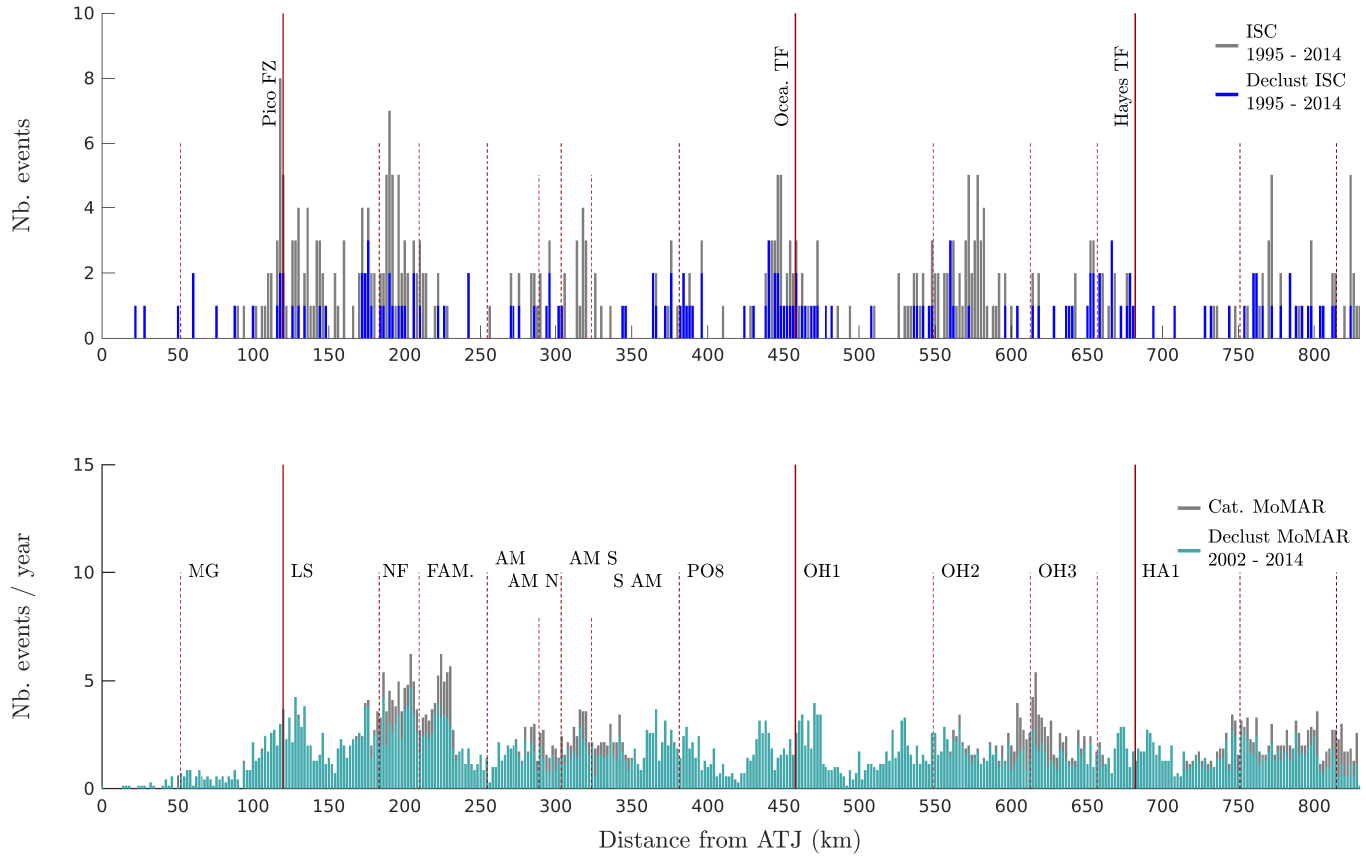


FIGURE 4.9 – Histogramme du nombre d'événements : (Haut) télésismiques des catalogues ISC, complet et déclusterisé, dans la zone MoMAR entre 1995 et 2014. (Bas) hydroacoustiques des catalogues, complet et déclusterisé, de la zone MoMAR (SASI, M1, M2, M3, HM10-11 and HM12-14) entre 2002 et 2014.

Histograms of the number of events : (Top) teleseismic from the clustered and declustered ISC catalogue of the MoMAR area between 1995 and 2014. (Bottom) hydroacoustic from the clustered and declustered catalogues of the MoMAR area (SASI, M1, M2, M3, HM10-11 and HM12-14) from 2002 to 2014.

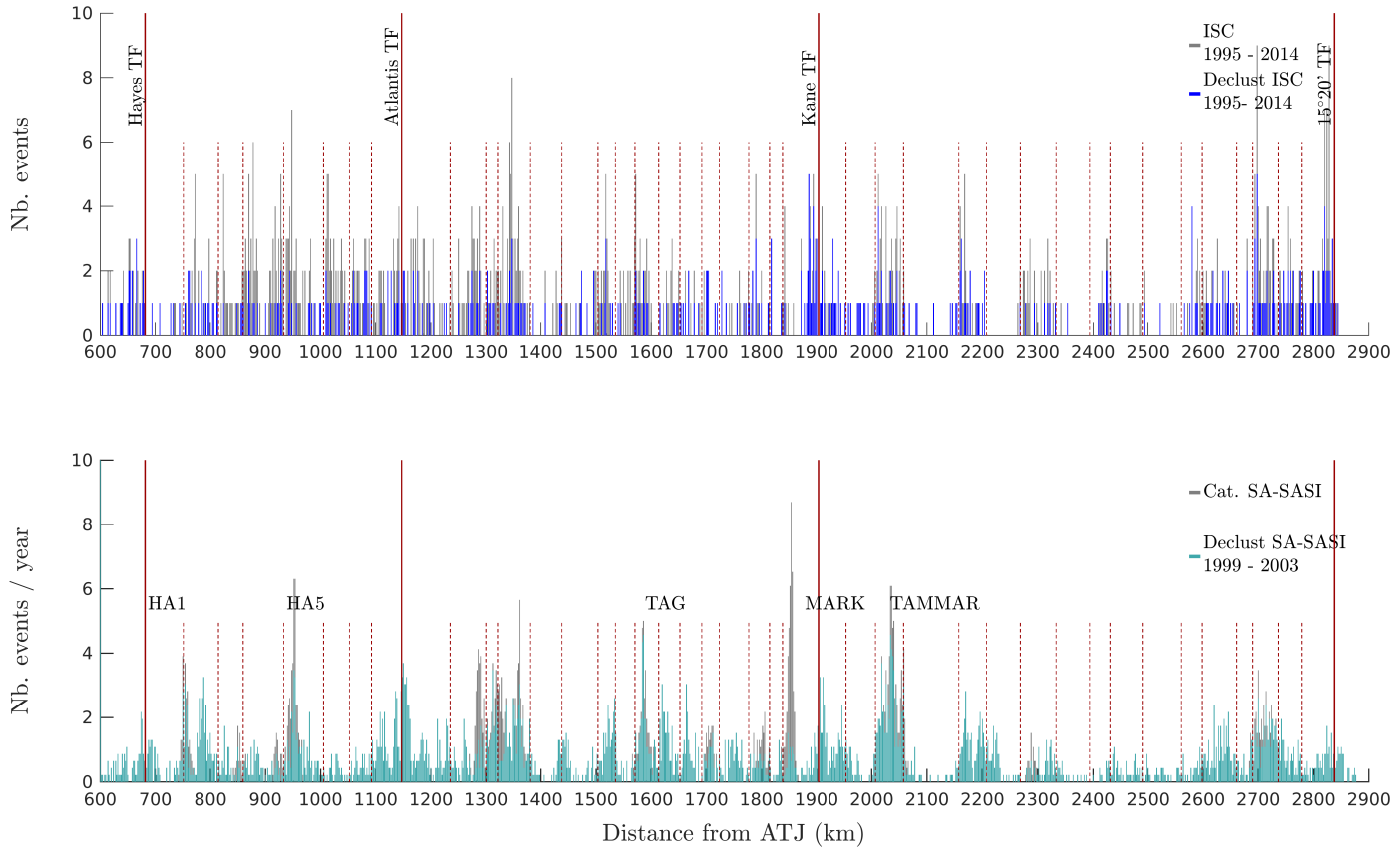


FIGURE 4.10 – Histogramme du nombre d'événements : (Haut) télésismiques des catalogues ISC, complet et déclusterisé, dans la zone sud-Açores, entre 1995 et 2014. (Bas) hydroacoustiques des catalogues, complet et déclusterisé, de la zone sud-Açores (SA et SASI) entre 1999 et 2003.
Histograms of the number of events : (Top) teleseismic from the clustered and declustered ISC catalogue of the South Azores area between 1995 and 2014. (Bottom) hydroacoustic from the clustered and declustered catalogues of the South Azores area (SA and SASI) from 1999 to 2003.

Au sud des Açores, la sismicité générée dans la zone MoMAR (Fig. 4.9) est relativement conséquente en comparaison des zones SIRENA (Fig. 4.8) et SA (Fig. 4.10). On observe à nouveau les différentes formes schématiques ("U" et "plate") à l'échelle des segments, avec une diminution de la sismicité particulièrement mise en évidence au centre des segments Menez-Gwen, Lucky Strike, South AMAR, PO8, OH1 et HA1 (Fig. 4.11). Cela conforte le lien entre la distribution de la sismicité et le ΔMBA, puisque tous ces segments sont de type chaud. La forme en "U" n'est pas identifiable pour le segment FAMOUS. On observe plutôt une limite d'activité entre sa partie nord (plus de sismicité) et sa partie sud. Cette distinction nord/sud pourrait être corrélée à la présence de coulées de laves uniquement visible dans la partie sud du segment FAMOUS (Parson et al., 2000). La zone AMAR et le segment OH3 ont un taux relativement constant. Outre les petites variations identifiées à l'échelle du segment, la sismicité est globalement uniforme le long de l'axe. Ce schéma se démarque du schéma observé pour le catalogue télésismique qui affiche des zones totalement dépourvues d'événements, comme décrit dans la section précédent (Fig. 4.9). De même, les zones montrant une forte activité uniquement visible dans le catalogue complet, reflètent une sismicité liée à des crises. Lorsque ces crises ne sont pas visibles dans le catalogue hydroacoustique complet, c'est qu'elles ont eu lieu avant le début des expériences hydroacoustiques. C'est le cas par exemple de la forte activité télésismique observable sur le segment OH2.

Au sud de la faille transformante Hayes, la sismicité hydroacoustique est distribuée de manière plus irrégulière le long de l'axe de la ride (Fig. 4.10), reflétant le schéma d'alternance de bande de sismicité (Smith et al., 2002, 2003). Des pics d'activités ressortent (*e.g.* segments HA5 et 15 situé au nord du segment TAMMAR), tandis que des lacunes de sismicité sont clairement visibles (*e.g.* segment TAMMAR). Entre 2300 et 2600 km au sud des Açores, la proportion de séismes cumulés sur les catalogues SA et SA-SI est particulièrement faible (Fig. 4.10), comme observé précédemment par Smith et al. (2003). La sismicité issue du catalogue ISC sur les 20 ans de données est relativement uniforme dans la zone SA, excepté pour la section de faible sismicité où l'on retrouve très peu d'événements.

Malgré la précaution prise de moyenner par an la quantité d'événements de chaque zone, les différences en durée des séries temporelles peuvent biaiser les tendances de la répartition de la sismicité observée. En effet, en considérant la même zone d'un catalogue à l'autre, des différences dans l'occurrence de l'activité le long de l'axe ont été remarquées (Figs. 4.5 et 4.6). Ainsi, cette importante différence de taux entre la zone MoMAR et les zones SIRENA et SA soulève la question du biais qui peut être induit par de nombreux paramètres tels que la durée inégale de périodes de recouvrement (SIRENA : $\sim$1.3 ans, SA : $\sim$4.6 ans, MoMAR : $\sim$7.1 ans), la disproportion des réseaux enregistrant les séismes (SA : $\sim$2300 km, SASI : $\sim$4500 km, MoMAR : $\sim$800km) et les écarts des seuils de détection estimés (SA : 205 dB, SASI : 203 dB, MoMAR : 196 à 208 dB).

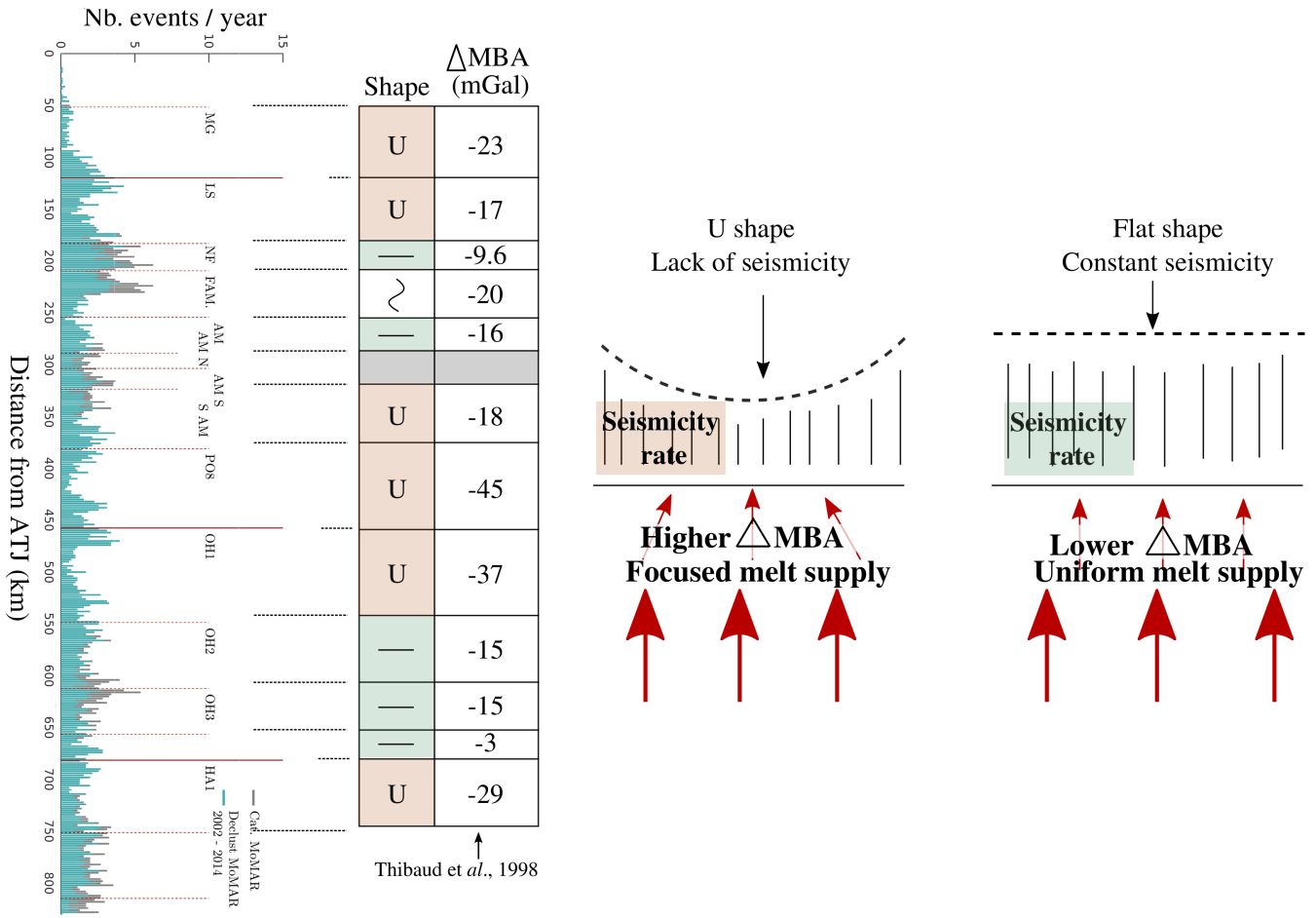


FIGURE 4.11 – Schéma récapitulatif de la relation entre les formes du taux de sismicité et la valeur du Δ MBA à l'échelle du segment.
Summarising cartoon of the relation between the shapes of the seismicity rate and the Δ MBA value at the segment scale.

Une étude du taux de sismicité propre à chaque segment et supersegment est réalisée dans les sections suivantes (4.1.2-4.1.3) afin de mieux caractériser l'activité sismique le long de la DMA Nord et les types de processus géodynamiques intervenant.

* La caractérisation du régime sismique permanent de la DMA Nord est accessible par l'étude des catalogues de sismicité déclusterisés, télésismiques (∼20 ans) et hydroacoustiques (∼1.3 - 7.1 ans selon les réseaux). L'apport de données supplémentaires dans la zone MoMAR (∼4 ans), par rapport à la dernière étude globale (Simao, 2009), offre la possibilité d'une analyse à plus long terme de la dorsale au sud des Açores. La comparaison des différents catalogues hydroacoustiques de la zone MoMAR met en évidence la variabilité de la sismicité enregistrée, pour une même zone d'étude, et donc l'atout que représente un grand jeu de données pour refléter au mieux le comportement d'une section de dorsale.

* Un schéma de distribution de l'activité est observé à l'échelle du segment, montrant des segments plus ou moins actifs. Dans la zone MoMAR, ce schéma semble perdurer dans les différents enregistrements. Il est en accord avec le ΔMBA propre à chaque segment. Une forme en "U" du taux de sismicité reflétant un apport magmatique concentré au centre du segment.

* La répartition des événements hydroacoustiques, incluant les plus faibles magnitudes, semble plus homogène dans la zone MoMAR. La présence de bandes de sismicité comme définies par Smith et al. (2003) est plus marquée dans la zone SA.

* Dans la zone MoMAR, les téléséismes sont localisés majoritairement au niveau des discontinuités, tandis qu'ils sont plus communs dans les vallées axiales des segments de la zone SA. Leur répartition est donc plus discontinue dans la zone MoMAR. De plus, un plus grand nombre d'événements télésismiques du catalogue complet semble associé à des crises sismiques dans la zone MoMAR.

* On remarque une distinction dans la distribution des événements, télésismiques et hydroacoustiques, entre les différentes zones (SIRENA, MoMAR et SA). Elle pourrait refléter une différence du régime thermique à grande échelle et ainsi des processus d'accrétions préférentiels selon ces zones.

4.1.2 Taux de sismicité par supersegment

Afin d'observer les variations du taux de sismicité à grande échelle, 7 supersegments sont définis entre les limites majeures décalant l'axe de la dorsale entre 15°N et 55°N (cf. chapitre précédent). On compte ainsi deux supersegments au nord des Açores, bordés par la zone transformante de Charlie-Gibbs et les failles transformantes de Maxwell et Kurchatov. Les cinq autres supersegments situés au sud des Açores sont identifiés entre la NTO Pico, les failles transformantes Oceanographer, Hayes, Atlantis, Kane et Fifteen-Twenty (Figs. 4.1-4.4, table 4.1). Les catalogues pris en compte pour le calcul du nombre d'événements dépendent de leur zone d'étude associée.

TABLE 4.1 – Taux de sismicité et autres caractéristiques définis pour chaque supersegment des catalogues hydroacoustiques et ISC, complets et déclusterisés, (*i.e.* avec et sans les séquences sismiques). Les résultats obtenus par Smith et al. (2003) sont indiqués entre parenthèses, et ceux marqués d'un astérisque correspondent respectivement à la période 1990-2000\1980-1990 (*e.g.* (.../...)*) pour les événements ISC analysés par Smith et al. (2003).
Seismicity rate and other characteristics defined for each supersegment of the clustered and declustered hydroacoustic and ISC catalogues. The results obtained by Smith et al. (2003) are indicated in brackets and those indicated with a star correspond to the period of 1990-2000\1980-1990 (e.g. (.../...)) for the ISC events analysed by Smith et al. (2003), respectively.*

Supersegment	L (km)	Cat. AUH /100 km /an	Decl. AUH /100 km /an	Cat. ISC /100 km 20 ans	Decl. ISC /100 km 20 ans	Obliquité (°)
15°20' - Kane	934	35 (63)	31	36 (11\6)*	19	0.7
Kane - Atlantis	757	54 (76)	41	50 (16\9)*	20	14.4
Atlantis - Hayes	466	44 (64)	36	61 (15\9)*	19	23.5
Hayes - Oceanographer	224	97 (37)	82	54 (28\3)*	19	30
Oceanographer - Pico	338	115	96	60	21	27.6
Kurch. - Maxwell	795	41	36	45	23	7.6
Maxwell - Ch. Gibbs	482	53	48	93	32	35.3

Une analyse de la distribution de la sismicité à l'échelle des supersegments, a été réalisée en suivant la même méthode que celle employée par Smith et al. (2003). Pour faciliter la comparaison entre chaque supersegment le nombre d'événements, complets et déclusterisés, des catalogues hydroacoustiques et télésismiques déterminées au niveau de chaque supersegment, est normalisé pour une longueur de 100 km (table 4.1).

Le taux le plus élevé calculé à partir des catalogues hydroacoustiques est obtenu pour le supersegment Oceanographer-Pico, que l'on considère les séquences sismiques ou non, avec respectivement $\sim$ 115 événements/100 km/an et $\sim$ 96 événements/100 km/an. Le supersegment Hayes-Oceanographer montre également un fort taux de sismicité, avec respectivement 97 et 82 événements/100 km/an pour le catalogue complet et déclusterisé. A l'opposé, le supersegment Fifteen Twenty - Kane a le plus faible taux de sismicité, séquences sismiques comprises

ou non, avec respectivement $\sim$ 35 et 31 événements/100 km/an. Le supersegment Kurchatov-Maxwell présente également un faible taux de sismicité.

Les taux de sismicité obtenus pour le catalogue ISC complet révèlent également un taux minimum pour la région la plus au sud, de Kane à Fifteen-Twenty, ainsi que la région nord, de Kurchatov à Maxwell. A l'inverse, le taux maximum est associé au supersegment Maxwell-Charlie Gibbs avec une valeur trois fois plus élevée que le taux minimum, à savoir 93 événements/100 km/an. Les deux supersegments de la zone MoMAR ne se démarquent pas par leur nombre d'événements télésismiques. Pour le catalogue ISC déclusterisé, les taux de sismicité calculés varient peu d'un supersegment à l'autre, excepté la zone Maxwell-Charlie Gibbs qui se démarque avec un taux moyen de 32 événements/100 km sur 20 ans contre une moyenne de 20 événements/100 km pour les autres régions.

Deux fois moins actif que les deux supersegments de la zone MoMAR en termes de sismicité hydroacoustique, le supersegment Maxwell-Charlie Gibbs montre une activité particulièrement intense pour les événements de plus fortes magnitudes. Ce taux exceptionnel est attribué essentiellement à la zone transformante de Charlie-Gibbs, qui est composée de deux failles transformantes séparées par un segment de dorsale. La faille transformante au nord de ce système est le lieu de forts séismes (plus de 7 séismes de M $\geq$ 6.25 en 100 ans) et présente un fort couplage sismique qui explique les magnitudes et un taux de sismicité élevé (Aderhold and Abercrombie, 2016).

Nos résultats issus d'un jeu de données plus long terme diffèrent de ceux présentés par Smith et al. (2003) (table 4.1). Dans son étude, sur les 4 supersegments analysés, la zone entre Hayes et Oceanographer était celle comportant le plus faible nombre d'événements hydroacoutisques (37 événements/100 km/an), tandis que la zone entre Kane et Atlantis était la plus active (76 événements/100 km/an). Toutefois, le nombre d'événements ISC atteint entre 1990-2000 montrait un schéma similaire au notre avec une sismicité plus importante pour le supersegment Oceanographer-Hayes (28 événements/100 km) et plus faible pour le supersegment Fifteen Twenty-Kane (11 événements/100 km).

Smith et al. (2003) a relevé la difficulté d'obtenir un schéma robuste de la distribution spatio-temporelle de la sismicité. Dans notre cas, les variations des événements télésismiques au cours des décennies, ainsi que la période de recouvrement des zones par les réseaux d'hydrophones peuvent biaiser les résultats de la tendance de la sismicité obtenue. Ces biais peuvent être en partie réduit par l'augmentation de l'acquisition de séries temporelles. Ces paramètres pris en compte, il semblerait donc que le faible taux de sismicité dans la zone MoMAR observé auparavant ne soit pas avéré, et que les deux supersegments de cette région (Pico-Oceanographer, Oceanographer-Hayes) atteignent le plus fort taux d'événements de faible magnitude.

D'après Simao (2009), la région la plus active le long de la DMA est la zone au nord des Açores, s'étendant entre la zone de fracture Kurchatov et la zone transformante de Charlie-Gibbs, aussi bien d'un point de vue hydroacoustique que télésismique. Notre étude du taux de sismicité par supersegment montre que la section entre les zones de fracture Kurchatov et

Maxwell est peu active, la grande majorité de la sismicité provenant du supersegment entre la zone de fracture Maxwell et la zone transformante de Charlie-Gibbs.

Les taux de sismicité associés aux 7 supersegments mettent en évidence des dynamiques différentes le long des $\sim$ 4500 km de l'axe de la ride. En termes du nombre de téléséismes et donc d'événements de plus forte magnitudes, le supersegment Maxwell-Charlie Gibbs figure comme le plus actif de la DMA Nord, tandis que les taux obtenus avec les événements hydroacoustiques sont les plus élevés pour les deux supersegments de la zone MoMAR.

Taux de sismicité & mode d'accrétion

Pour chaque supersegment, le pourcentage de sections caractérisées par un mode d'accrétion, symétrique, asymétrique ou indéfini selon l'étude d'Olive and Escartín (2016), a été calculé (Fig. 4.12). D'après l'étude d'Escartín et al. (2008), les sections dominées par un mode d'accrétion asymétrique ont un taux de sismicité plus élevé lié à la sismicité de fond (*i.e.* catalogue déclusterisé), et des couplages sismiques plus forts (Olive and Escartín, 2016), que celles caractérisées par un mode d'accrétion symétrique. A l'échelle du supersegment, on ne retrouve pas ce constat sur le taux de sismicité. En effet, le supersegment entre les failles transformantes Hayes et Atlantis ne comporte aucune section définie par un mode d'accrétion symétrique, mais a un taux de sismicité de 36 événements \100 km \an pour le catalogue déclusterisé hydroacoustique (table 4.1), soit une valeur équivalente au supersegment entre les failles transformantes Atlantis et Kane, qui, lui, présente des zones dominées par un mode d'accrétion symétrique (Fig. 4.12). De plus, le supersegment entre les failles transformantes Oceanographer et Hayes ne contient pas clairement une section associée à un mode asymétrique (Fig. 4.12). Pourtant, il montre le taux de sismicité le plus élevé du catalogue déclusterisé hydroacoustique, avec 82 événements \100 km \an (table 4.1).

Ainsi, il est difficile d'établir une relation, à l'échelle du supersegment, entre les modes d'accrétion et le taux de sismicité.

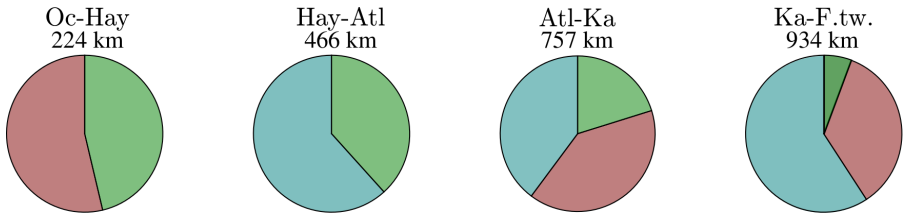


FIGURE 4.12 – Diagrammes de la proportion de sections de chaque supersegment, associé à un mode d'accrétion. D'après Olive and Escartín (2016). Symétrique = rouge, asymétrique = bleu et indéterminé = vert. Chaque section est normalisée par la longueur totale de son supersegment.
Diagrams of the proportion of sections of each supersegment, associated with a mode of accretion. After Olive and Escartín (2016). Symetric = red, asymetric = blue and undetermined = green. Each section is normalized against the total length of its supersegment.

.

* 7 supersegments ont été définis entre 15°N et 55°N, en fonction des discontinuités majeures. Pour chacun des catalogues hydroacoustiques complet/déclusterisé et télésismiques complet/déclusterisé, le taux de sismicité de chaque supersegment a été calculé.

* Activité télésismique : le supersegment Maxwell-Charlie Gibbs se démarque avec le plus fort taux de sismicité lié à la zone transformante à ∼52°N. Pour les autres supersegments, une valeur équivalente du taux de sismicité est obtenue pour le catalogue déclusterisé. A l'inverse, les valeurs obtenues pour le catalogue complet varient. Cet écart entre les deux types de catalogues suggère une différence dans le régime thermique et la nature des processus d'accrétion mis en place, avec des supersegments générant plus ou moins de téléséismes liés à des crises sismiques.

* Activité hydroacoustique : Les deux types de catalogues montrent le même schéma. Le plus fort taux correspond aux deux supersegments de la zone MoMAR, tandis que le taux le plus faible est associé au supersegment Kane-Fifteen Twenty.

* Il n'existe pas de relation à l'échelle du supersegment entre la proportion des sections définies par un mode d'accrétion symétrique, asymétrique ou indéfini et le taux de sismicité hydroacoustique.

4.1.3 Taux de sismicité par segment au sud des Açores

Le taux de sismicité propre à chaque segment a été calculé sur le modèle de Smith et al. (2003). La couverture temporelle dont disposait Smith et al. (2003) était limitée, et ne reflétait pas forcément les différences fondamentales dans le comportement long terme des segments (table 4.2). Le taux de sismicité est obtenu en normalisant le nombre d'événements assigné par segment par une longueur de segment de 40 km. Sur les 45 segments analysés par Smith et al. (2003) entre 15°N et 35°N, 6 segments supplémentaires sont pris en compte pour intégrer la zone MoMAR. Les coordonnées et l'azimuth des segments 1 à 45 sont extraits de Smith et al. (2003) tandis que celles des segments 46 à 52 proviennent de Parson et al. (2000).

Une grande diversité du taux de sismicité est observée, quel que soit le type de catalogues considérés (*i.e.* hydroacoustiques et télésismiques, table 4.2). Des valeurs fluctuant entre 2.63 événements/40 km/an pour le segment 10 à 111 événements/40 km/an pour le segment 50 (North FAMOUS), sont obtenues pour le catalogue hydroacoustique complet. Si l'on considère

le catalogue hydroacoustique déclusterisé, un minimum est atteint pour le segment 8, avec aucun événement généré par le régime sismique permanent, ce qui contraste avec le segment 50 (North FAMOUS) dont le taux est le plus fort avec $\sim$ 71.5 événements/40 km/an. Pour le catalogue ISC complet, la valeur minimum est à nouveau pour le segment 10 avec 1.3 événements/40 km sur 20 ans, tandis que le maximum évalué est associé au segment North FAMOUS. Ce dernier se démarque avec 63.9 événements/40 km sur 20 ans, cette valeur pourrait être en partie liée à son activité remarquable en août 2010 (table 4.2). Les segments 1, 3 et 30 présentent également des taux élevés mais de l'ordre de 40 événements/40 km sur 20 ans. Sans les crises télésismiques, ce sont les segments 1 et 3 qui atteignent les valeurs les plus fortes, respectivement de 20.3 et 19.7 événements/40 km sur 20 ans. Le taux de sismicité minimum est obtenu pour les segments 10 et 12 avec 0.7 événements/40 km sur 20 ans.

La figure 4.13 met en évidence les écarts du taux de sismicité entre chaque segment le long de l'axe de la DMA et indique également les valeurs calculées par Smith et al. (2003) pour le catalogue complet, avec deux ans de données hydroacoustiques. De manière générale, les forts taux de sismicité observés dans le catalogue hydroacoustique complet (Fig. 4.13c, courbe bleue) se retrouvent également dans le catalogue télésismique complet (Fig. 4.13d, courbe bleue). La variabilité du taux de sismicité le long de l'axe de la DMA pour les événements hydroacoustiques et télésismiques met en évidence une dynamique propre à chaque segment. Toutefois, on remarque des tendances pour des sections de dorsales. De manière générale, les taux hydroacoustiques les plus élevés sont observés sur les segments nord de la zone MoMAR pour les deux types de catalogues (complet et déclusterisé). Ainsi, pour le catalogue complet, le taux moyen de sismicité des segments de la zone MoMAR (segments 40 à 52) est 3 fois supérieur ($\sim$46 événements/40 km/an) à celui des segments de la zone SA (segments 1 à 39, $\sim$16 événements/40 km/an) (courbe bleue, Fig. 4.13c). La courbe représentant le taux de sismicité pour le catalogue hydroacoustique déclusterisé montre un contraste plus prononcé entre ces deux zones, avec une valeur moyenne 6 fois supérieure pour la zone MoMAR à celle de la zone SA (Fig. 4.13c, courbe verte). Ainsi, au vu du faible écart entre les courbes avec et sans les séquences sismiques de la zone MoMAR, il semblerait que peu d'événements ayant eu lieu au niveau de cette section de la DMA peuvent être associés à une séquence sismique. L'activité enregistrée serait principalement liée au régime sismique permanent. A l'inverse, on observe de fort pics différenciant ces deux types de courbes dans la zone SA, reflétant des segments peu actifs en termes de régime sismique permanent. Les segments de la zone SA semblent être plus actifs en termes de crises sismiques. Le segment 15 ainsi que les segments 3, 13, 25, 27, 30 à 34 et 37 en sont des exemples. Ces observations révèlent une différence remarquable dans la dynamique de la sismicité entre les segments MoMAR et ceux de SA.

Ainsi, on retrouve à l'échelle des segments un écart entre les zones MoMAR et SA pour le catalogue hydroacoustique, tandis que pour le catalogue ISC la tendance du taux de sismicité obtenu reflète un schéma de sismicité différent. Le taux de sismicité associé au catalogue ISC déclusterisé est relativement homogène le long de l'axe malgré de petites fluctuations

(Fig. 4.13d, courbe verte), avec en moyenne moins de 20 événements/40 km sur 20 ans. Le taux de sismicité pour le catalogue ISC complet montre au contraire de plus fortes variations (Fig. 4.13d, courbe bleue). L'écart de sismicité observé entre la zone MoMAR et SA n'est pas reflété par les événements des réseaux terrestres. La relation entre les taux obtenus pour le catalogue hydroacoustique et ceux calculés pour le catalogue ISC n'est pas évidente ; on observe : - d'une part des segments qui présentent la même tendance dans les taux de sismicité obtenus avec une valeur élevée (*e.g.* 51-42, 40,) ou faible (*e.g.* 29, 23-19, 16,14, 12-7) pour les catalogues hydroacoustiques et téléséismiques. - d'autre part, des segments qui affichent une activité sismique différente entre celle enregistrée par les stations terrestres et celle enregistrée par les réseaux d'hydrophones : des segments tels que le 39-35, le 11, le 9 et le 6 montrent un très faible taux de sismicité pour les événements hydroacoustiques mais présentent en revanche une plus forte activité pour les événements télésismiques. Cela pourrait suggérer que le faible nombre d'événements hydroacoustiques enregistrés durant les expériences consécutives ne sont pas représentatifs de la sismicité du segment. Toutefois, cette hypothèse est peu probable, différentes études ont montré que les catalogues hydroacoustiques ont une approche plus réaliste de l'activité sismique d'un segment que le catalogue télésismique (Fox et al., 2001b; Smith et al., 2003; Simao et al., 2010; Tsang-Hin-Sun et al., 2016). On pourrait supposer que le couplage sismique de ces segments est plus fort, générant principalement des événements de forte magnitude. Ou bien qu'une forte activité télésismique, d'ordre exceptionnelle a eu lieu sur ces segments au cours de ces 20 dernières années. Cette dernière hypothèse semble la plus vraisemblable au vu de l'écart important entre les courbes du catalogue ISC complet et déclusterisé, suggérant un grand nombre de crises sismiques (Fig. 4.13d). A l'inverse, le segment 41 montre une forte activité hydroacoustique, contrastant avec un faible taux de sismicité télésismique. Le fort taux d'activité hydroacoustique de ce segment est associé à de la sismicité générée sur son flanc est (Fig. 4.2), et pourrait être lié à sa proximité avec la faille transformante Hayes. Quant au faible taux télésismique observé, il peut être le reflet du régime thermique chaud du segment 41.

La majorité des segments ont généré des événements lors de crises télésismiques. Cependant, les segments HA1, 29, 14, 12, 10, 8, 7 et 4 ont subi peu, voire aucune, crise télésismique entre 1973 et 2014, soit $\sim$42 ans (Fig. 4.13d).

TABLE 4.2 – Taux de sismicité et autres caractéristiques définis pour chaque segment des catalogues hydroacoustiques et ISC avec et sans les séquences sismiques. Les résultats obtenus par Smith et al. (2003) sont indiqués entre parenthèses et ceux marqués d'un astérix correspondent respectivement à la période 1973-2001 (*e.g.* (...)*) pour les événements ISC de Smith et al. (2003).

Seismicity rate and other characteristics defined for each segment of the clustered and declustered hydroacoustic and ISC catalogues. The results obtained by Smith et al. (2003) are indicated in brackets and those indicated with a star correspond to the period of 1973-2001 (e.g. (...)) for the ISC events of Smith et al. (2003), respectively.*

Segment	Extremité sud		Extremité nord		L	Az.	Dir exp.	Obliq.	Cat. AUH	Decl. AUH	Cat. ISC	Decl. ISC
	Lat	Lon	Lat	Lon					/40 km	/40 km	/40 km	/40 km
	°N	°W	°N	°W	km	°N	°N	°	/an	/an	20 ans	20 ans
1	15.358	46.625	15.9	46.617	59	0.81	101.2	10.39	10.85 (11.9)	3.39	39.3 (14.6)*	20.3
2	15.9	46.633	16.283	46.617	42.10	2.30	101.2	8.90	15.20 (19.3)	4.75	27.6 (5.6)*	15.2
3	16.283	46.617	16.7	46.525	46.70	11.94	101.3	0.64	33.40 (44.8)	11.13	45.4 (22)*	19.7
4	16.683	46.467	16.917	46.45	29.00	3.98	101.3	7.32	8.28 (18.4)	2.76	6.9 (9.2)*	4.1
5 - K11	16.95	46.475	17.508	46.425	62.40	4.89	101.3	6.41	19.23 (23.8)	8.97	19.9 (5.1)*	11.5
6	17.53	46.513	17.8	46.5	37.90	2.63	101.3	8.67	6.33 (11.3)	2.11	17.9 (13.3)*	9.5
7 - K10	17.917	46.72	18.517	46.617	71.20	9.26	101.4	2.14	3.93 (7.4)	1.69	3.4 (3)*	1.1
8 - K9	18.5	46.35	18.958	46.225	58.50	4.49	101.4	6.91	5.47 (11)	0	6.2 (3.8)*	1.4
9 - K8	18.983	46.07	19.308	46	36.90	11.50	101.3	0.20	3.25 (7)	1.08	16.3 (4.3)*	7.6
10 - K7	19.308	46.000	19.817	45.9	60.80	10.49	101.5	1.01	2.63 (2.8)	1.32	1.3 (2)*	0.7
11 - K6	19.817	45.742	20.397	45.642	64.40	9.20	101.5	2.30	8.07 (12.6)	1.86	18 (11.6)*	4.3
12	20.4	45.7	20.967	45.683	60.90	1.61	101.6	9.99	8.54 (9.2)	2.63	2 (2.5)*	0.7
13	20.975	45.783	21.397	45.742	50.50	5.18	101.6	6.42	22.18 (42)	6.34	22.2 (12.7)*	12.7
14 - K3 – Tammar	21.355	45.35	22.225	45.108	99.70	14.48	101.6	2.88	5.22 (4.4)	1.60	4.8 (4.4)*	4
15	22.225	45.108	22.667	45.008	50.90	11.81	101.7	0.11	51.08 (91.3)	7.86	37.7 (22.3)*	15.7
16 - K2a	22.667	44.978	23.15	44.925	53.30	5.77	101.7	5.93	9.01 (8.5)	5.25	10.5 (3.7)*	8.3
17 - MARK	23.15	44.942	23.628	44.905	49.90	4.06	101.8	7.74	25.65 (32.7)	12.83	20 (19.5) *	15.2
18 - KA14	23.85	46.345	24.45	46.208	65.20	11.77	101.8	0.03	25.77 (55.8)	3.68	25.8 (6.4)*	17.8
19	24.45	46.208	24.65	46.125	23.60	20.68	101.9	8.78	10.17 (7.6)	5.08	10.2 (3.4)*	9.8
20	24.663	46.033	24.883	45.75	37.80	45.79	101.9	33.89	16.93 (24.6)	6.35	19 (10)*	10.6
21	24.883	45.525	25.35	45.45	53.40	8.27	101.8	3.53	11.24 (18.7)	4.49	10.5 (6.1)*	5.2
22	25.35	45.4	25.617	45.258	31.70	25.65	102	13.65	16.40 (28.6)	6.31	13.9 (4.9)*	10.1
23	25.6	45.183	25.95	45.033	39.70	21.10	102	9.10	15.11 (15.8)	6.05	12.1 (9.6)*	7
24 - TAG	25.917	44.933	26.25	44.808	38.3	18.63	102	6.63	19.84 (34.8)	5.22	18.8 (7.2)*	7.3
25 - KA9	26.233	44.742	26.625	44.625	43	14.96	102.1	2.86	32.56 (51.9)	13.95	30.7 (17.7)*	11.2
26 - KA8	26.6	44.592	26.908	44.492	35.60	16.17	102.1	4.07	7.87 (4.5)	2.25	15.7 (29.2)*	3.4
27	26.908	44.492	27.133	44.425	31.50	14.86	102.1	2.76	24.13 (41.7)	6.35	30.5 (12.4)*	8.9
28 - KA6	27.167	44.333	27.733	44.067	65.6	22.64	102.2	10.44	7.93 (15.8)	3.05	13.4 (20.5) *	5.5
29 - KA5	27.717	44.05	28.2	43.895	57	15.83	102.2	3.63	7.02 (10.4)	2.11	8.4 (5)*	3.5
30	28.2	43.833	28.677	43.607	59.90	22.62	102.3	10.32	42.74 (50.1)	14.02	44.1 (21.6)*	12
31 - KA3	28.692	43.525	28.85	43.383	21.30	38.23	102.3	25.93	39.44 (54.6)	11.27	30 (23.3)*	11.3
32 - KA2	28.842	43.283	29.408	43.083	64.90	17.15	102.4	4.75	20.34 (47.4)	4.31	25.9 (7.3)*	6.1
33 - KA1	29.367	42.908	30.117	42.7	88.20	13.54	102.5	1.04	22.68 (25)	9.07	20.9 (11.7)*	7.7
34	30.025	41.988	30.417	41.933	54.40	6.91	102.5	5.59	24.26 (31)	11.03	25 (13.7)*	9.6
35	30.492	41.925	30.83	41.655	40.00	34.49	102.6	21.89	11.00 (10.1)	7	30 (14)*	15
36 - HA7	30.8	41.608	31.192	41.35	46.90	29.43	102.6	16.83	5.97 (6)	2.56	35 (23.2)*	8.5
37 - HA6	31.167	41.267	31.75	40.753	72.30	36.95	102.7	24.25	22.13 (50.1)	3.87	26.6 (9.4)*	6.1
38 - HA5	31.717	40.663	32.267	40.242	73.60	32.99	102.8	20.19	10.33 (19.5)	2.72	38.6 (12.1)*	8.7
39	32.283	40.075	32.683	39.983	44.90	10.98	102.8	1.82	15.14 (19.4)	6.24	18.7 (8)*	3.6
40	32.667	39.917	33.12	39.475	63.60	39.33	102.9	26.43	44.65 (38.1)	28.93	21.4 (10.5)*	11.3
41 - HA1	33.125	39.247	33.717	39.033	69.70	16.79	103	3.79	30.99 (14.8)	25.25	5.2 (2.9)*	3.4
42 - OH5	33.583	38.233	33.717	38.133	25	31.85	103	18.85	33.60 (34.2)	28.80	25.6 (29.7)*	16
43 - OH3	33.717	37.783	34.1	37.633	44	18.01	103	5.01	40 (12.1)	29.09	16.4 (5.4)*	11.8
44 - OH2	34.05	37.217	34.527	37	63.70	20.60	103.1	7.50	43.96 (28.3)	36.42	33.9 (29.7)*	5
45 - OH1	34.5	36.575	35.267	36.283	91.20	17.34	103.1	4.24	33.77 (6.3)	33.77	17.5 (10.3)*	7
46 - PO8	34.972	35.033	34.766	35.583	76.30	16.90	103.2	3.70	30.41	30.41	23.6	12.6
47 - South AMAR	35.65	34.263	36.097	34.094	77.60	13.00	103.3	0.30	47.94	39.18	16.5	5.7
48 - AMAR	36.217	33.798	36.614	33.59	49.20	14.00	103.3	0.70	40.65	32.52	15.4	7.3
49 - FAMOUS	36.583	33.347	36.927	33.213	44.90	19.00	103.4	5.60	66.82	46.33	14.2	4.4
50 - North FAMOUS	36.917	32.955	37.078	32.882	26.30	22.40	103.4	9.00	111.03	71.48	63.9	16.7
51 - Lucky Strike	37.05	32.375	37.564	32.164	63.30	19.00	103.4	5.60	48.66	46.13	38.5	10.7
52 - Menez Gwen	37.55	31.647	38.045	31.442	68.21	12.60	103.5	0.90	21.11	21.11	17.6	5.9

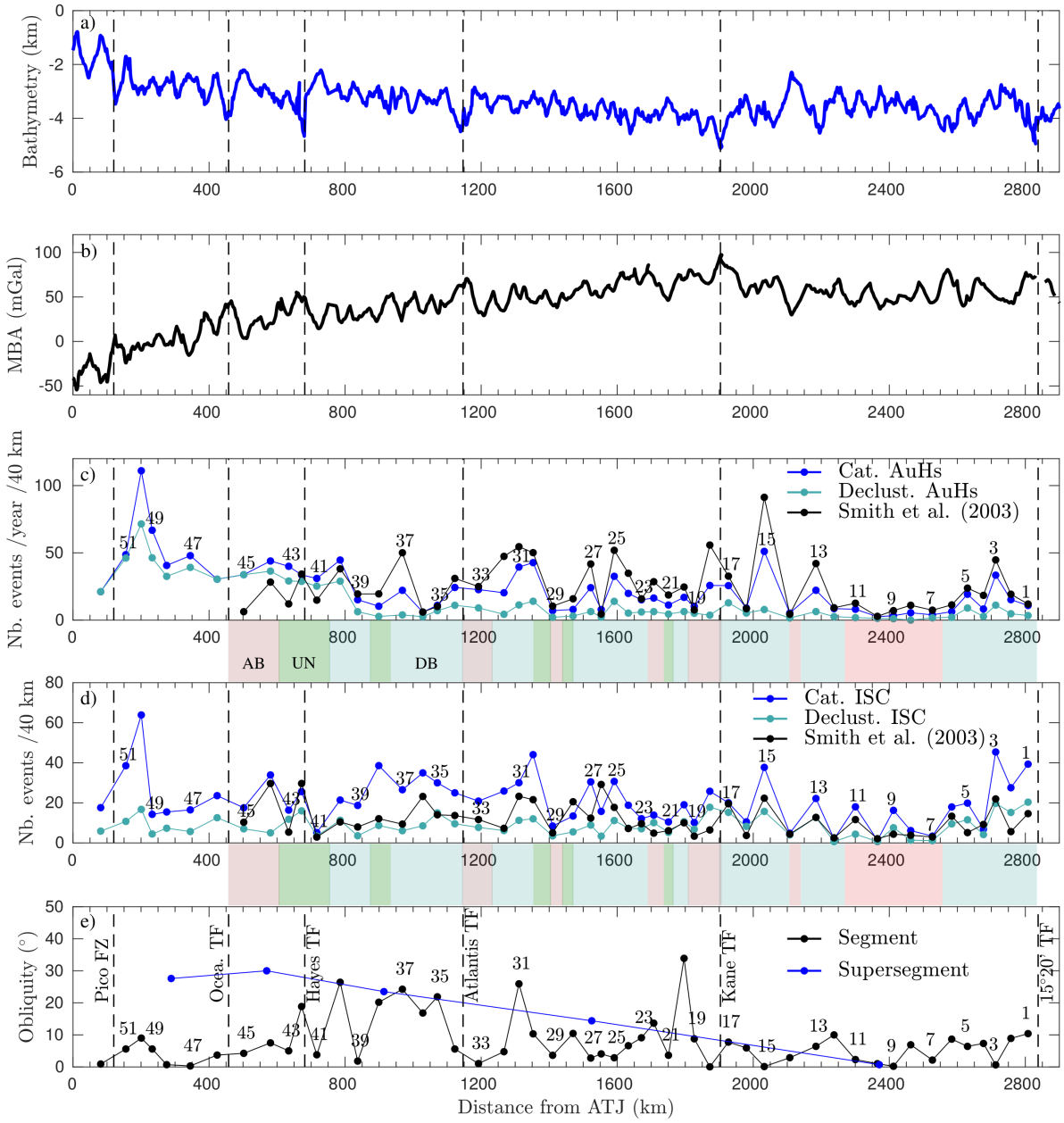


FIGURE 4.13 – Distribution de différents paramètres le long de l'axe, 38°N-15°N. a) Bathymétrie satellitaire. b) MBA calculé à partir des données satellitaires. c-d) Nombre d'événements par segment, normalisé sur une longueur de segment de 40 km est calculé : (c) à partir d'événements hydroacoustiques (moyenné par an). (d) à partir des événements télésismiques du catalogue ISC sur 20 ans (1995-2014), et sur 28 ans (1973-2001) pour Smith et al. (2003). e) Obliquité. La bande de couleur représente les modes d'accrétions définis par Olive and Escartín (2016) : AB mode symétrique, DB mode asymétrique et UN indéterminé.
Distribution of different parameters along the ridge axis, 38°N-15°N. a) Satellite derived bathymetry. b) MBA computed from the satellite data. c-d) Number of events by segment, normalized to a segment length of 40 km is calculated : (c) for the hydroacoustic events (mean over a year). (d) for the teleseismic events over 20 years from the ISC catalogue (1995-2014) and over 28 years (1973-2001) for Smith et al. (2003) . e) Obliquity. The colorband represents the differents modes of accretion proposed by Olive and Escartín (2016) : AB abyssal hill bearing (symmetric), DB detachment bearing (asymmetric) and UN unclassified.

Taux de sismicité & mode d'accrétion

Entre les failles transformantes Hayes et Fifteen-Twenty, des segments avec une faible activité hydroacoustique, ainsi qu'un faible écart entre les courbes associées au catalogue complet et déclusterisé, se démarquent des autres taux de sismicité de la zone SA (Figs. 4.13c). Le contraste le plus remarquable se trouve entre les failles transformantes Kane et Fifteen-Twenty. En effet, une petite section de faible sismicité (segments 12 à 6) avec en moyenne moins de 3 événements/40 km/an, se démarque des autres segments (tels que le 15, 13 et 5-1) qui présentent des pics d'activités. Entre les failles transformantes Atlantis et Kane, on remarque également des faibles taux de sismicité (segments 29, 23 et 19).

Ces observations, traduisant l'alternance de sismicité le long l'axe (Smith et al., 2002), ont été expliquées par les modes d'accrétion proposés par Olive and Escartín (2016). Ces derniers reflètent l'apport magmatique et la présence -ou non- de failles de détachement. Ils ont été définis pour des sections de dorsale entre les failles transformantes Oceanographer et Fifteen Twenty (35°N-15°N, Fig. 4.13 bandes de couleur). D'après Escartín et al. (2008); Olive and Escartín (2016), les sections de dorsales se comportant de manière asymétrique (*i.e.* associées à des détachements) ont une sismicité de fond plus importante que les sections ayant des processus d'accrétions symétriques (*i.e.* associées à des failles normales plus pentues et parallèles à l'axe, ainsi qu'à des structures volcaniques). Toutefois, les sections asymétriques peuvent montrer des variabilités dans leur sismicité reflétant le processus d'extension le long de l'axe propre à chaque faille de détachement (Olive and Escartín, 2016).

Chaque section pouvant être associé à un mode d'accrétion (Olive and Escartín, 2016) a été indiqué par une couleur sur la figure 4.13. Les sections symétriques (segments 45-44 et 33, 29, 22, 19-18, 12, 11-7, Fig. 4.13c, bandes rouges), à l'exception des deux plus au nord (45-44), correspondent effectivement à des taux de sismicité faibles pour les événements hydroacoustiques, notamment ceux du catalogue déclusterisé. Ces sections symétriques sont également associées à un taux de sismicité moyen inférieur à 4 événements/40km sur 20 ans pour le catalogue ISC déclusterisé (table 4.2, Fig. 4.13d). Si l'on compare ces modes d'accrétions aux taux de sismicité obtenus pour chaque segment, il est difficile d'en ressortir une corrélation claire pour les sections asymétriques : certain segment (36, 26, 16, 12, 6 et 4) ont une faible activité hydroacoustique, entre 6-8 événements/40km/an pour le catalogue complet, qui contraste avec les taux obtenus pour d'autres segments (40-39, 37, 35, 32-30, 27, 25-23, 17, 15, 13, 5-1 ; table 4.2, Fig. 4.13c). Cependant, excepté les segments 12 et 4, tous ont un taux de sismicité télésismique élevé (table 4.2, Fig. 4.13d). Les sections liées à des processus d'accrétion asymétrique sont également représentées par des événements de plus fortes magnitudes ($m_b > 4$), reflétant des couplages sismiques plus forts (Olive and Escartín, 2016).

Dans la zone MoMAR, les failles de détachements, caractérisant un mode d'accrétion asymétrique, sont présentes au niveau de certaines discontinuités non transformantes (Gràcia et al., 2000; Miranda et al., 2002; Dunn et al., 2017). Outre la possible naissance d'une faille de détachement au niveau du segment AMAR minor North (Paulatto et al., 2015; Eason et al.,

2016), aucune structure de ce type n'a été relevée au niveau des segments. Ainsi, les segments de la zone MoMAR, pour lesquels aucun mode d'accrétion n'a été décrit, sont préférentiellement définis comme symétriques (Fig. 4.14).

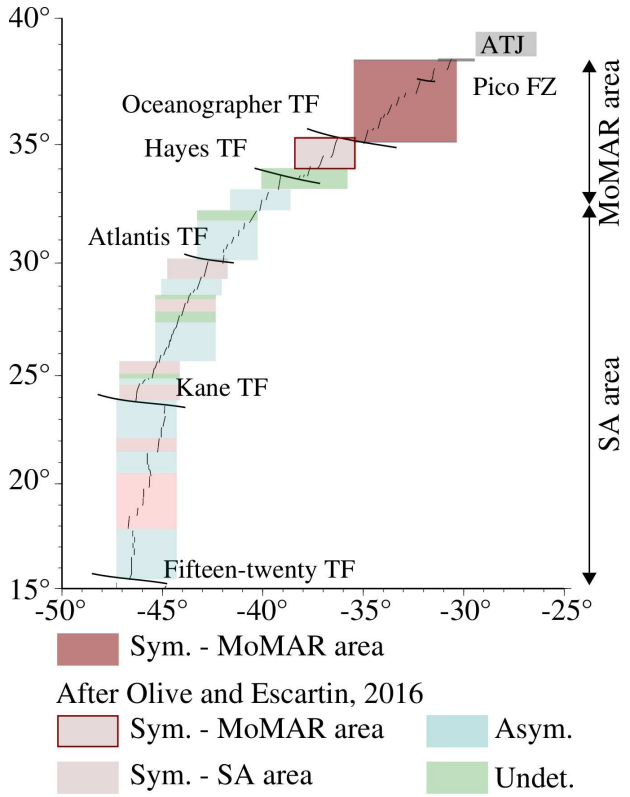


FIGURE 4.14 – Schéma récapitulatif des modes d'accrétions dominant définis pour des sections de la DMA entre 15°N et 40°N.
Summarising cartoon of the dominant mode of accretion defined for MAR sections between 15°N et 40°N.

La figure 4.15 met en évidence le taux de sismicité des segments pour les différents catalogues en fonction de leur mode d'accrétion. Un troisième type de catalogue a été mis en évidence, il s'agit des événements liés uniquement à des crises télésismiques ou hydroacoustiques. En comparant les différents groupes de segments au regard de leur moyenne (Fig. 4.15), on obtient les observations suivantes :

Dans la zone SA, quel que soit le type de catalogue, on relève en moyenne un taux de sismicité supérieur pour les segments associés à un mode d'accrétion asymétrique (ligne bleu), par rapport à ceux associés à un mode symétrique (ligne rouge clair, Fig. 4.15). Ce résultat est en accord avec Olive and Escartín (2016). Cependant, ce constat ne peut être étendu à tous les segments dont le mode d'accrétion est symétrique. En effet, on obtient un taux de sismicité nettement plus élevé à partir des catalogues hydroacoustiques complet et déclusterisé pour les segments de la zone MoMAR. Le régime sismique permanent de la DMA Nord est donc fortement lié par les segments de la zone MoMAR (rouge foncé, mode d'accrétion que l'on suggère symétrique, Fig. 4.15a). Cependant, les plus forts taux d'événements hydroacoustiques

produits lors de crises sont trouvés pour les segments asymétriques de la zone SA. Dans le cas des catalogues télésismiques, c'est également les segments de la zone MoMAR qui présentent des valeurs supérieures pour le catalogue complet (Fig. 4.15b). Mais cette fois-ci, la sismicité de fond de la DMA Nord est principalement dominée par les segments de mode asymétrique de la zone SA. A l'inverse, l'activité des crises télésismiques serait générée en grande partie par les segments de la zone MoMAR. La table 4.3 résume ces résultats.

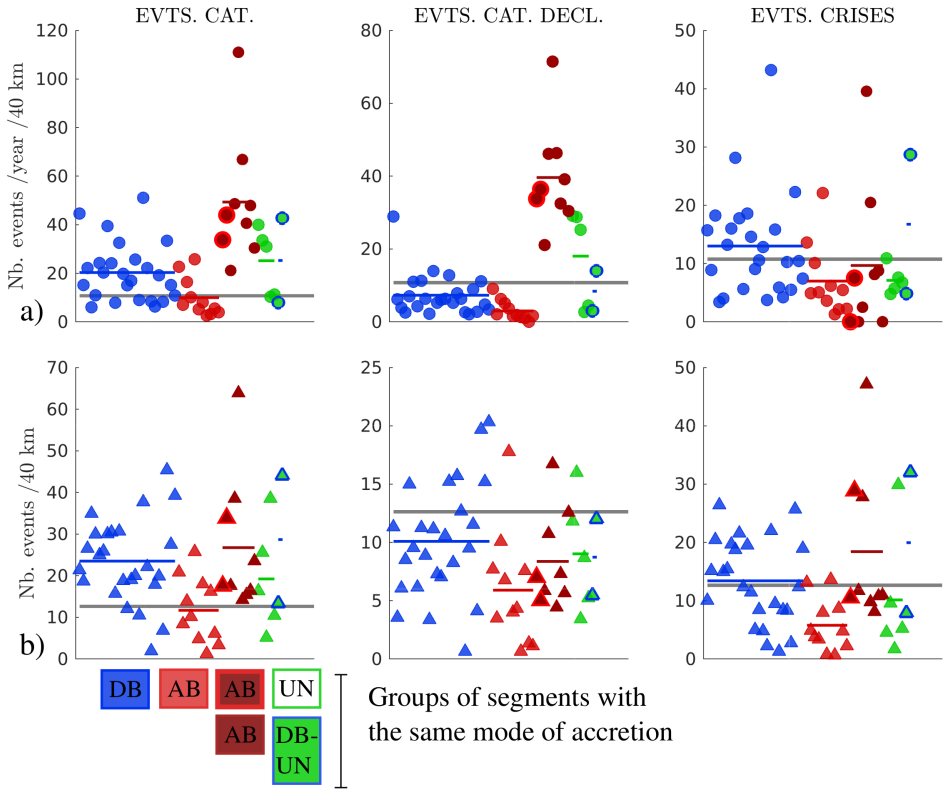


FIGURE 4.15 – Graphiques regroupant le taux de sismicité de chaque segment pour les événements du catalogue complet, déclusterisé, et les événements associés uniquement à des séquences sismiques. a)hydroacoustique (cercle) b) télésismique (triangle). En fonction de leur mode d'accrétion (Olive and Escartín, 2016) : AB mode symétrique (rouge clair), DB mode asymétrique (bleu), UN indéterminé (vert), DB-UN segments associés à ces deux modes (vert et bleu). Les segments de la zone MoMAR regroupent 2 segments définis par Olive and Escartín (2016) (rouge foncé et bord rouge clair) et 7 segments en dehors de la zone d'étude d'Olive and Escartín (2016), considérés comme symétriques (rouge foncé). La moyenne est calculée pour chaque groupes (trait de couleur) et pour l'ensemble des groupes (trait gris).

Diagrams gathering the seismicity rate of each segment for the events of the complete, declustered catalogues, and those related to clusters. a) hydroacoustic (circle) b) teleseismic (triangle) catalogues. According to its mode of seafloor accretion (Olive and Escartín, 2016) : AB abyssal hill bearing (symmetric, light red), DB detachment bearing (asymmetric, blue), UN unclassified (green), and DB-UN segments associated to these two modes(green and blue). The segments of the MoMAR area gather 2 segments defined by Olive and Escartín (2016) (dark red and border in light red) and 7 segments outside the study area of Olive and Escartín (2016), which are considered as symetric accretion (dark red). The mean is calculated for each group (color line) and all the groups (gray line).

Le caractère "unique" de chaque segment (Thibaud, 1998; Smith et al., 2003) se retrouve dans la variabilité du taux de sismicité au sein d'un même groupe de segments associé à un même type de mode d'accrétion (Fig. 4.15) existant au niveau de la DMA Nord (Escartín et al., 2008; Olive and Escartín, 2016). Cependant, le calcul de la moyenne générale propre à chaque groupe de segments permet de définir une dynamique commune à chaque groupe et différente selon les modes d'accrétions.

TABLE 4.3 – Résultats généraux du taux de sismicité calculé à partir des événements des catalogues hydroacoustiques et télésismiques : complet, déclusterisé, et lié uniquement aux crises sismiques. Les symboles + et ++ indiquent respectivement un écart ou un grand écart entre les valeurs du taux de sismicité.
Global results of the seismicity rate calculated from the events of the hydroacoustic and teleseismic catalogues : complete, declustered, and only related to seismic crises. The symbols + and ++ indicate a difference or a big difference between the seismicity rate values, respectively.

Catalogues	AUH	ISC
Complet	sym. MoMAR ++ asym. SA > sym. SA	sym. MoMAR + asym. SA > sym. SA
Déclusterisé	sym. MoMAR ++ asym. SA > sym. SA	asym. SA + sym. MoMAR > sym. SA
Crises	asym. SA + sym. MoMAR > sym. SA	sym. MoMAR + asym. SA > sym. SA

L'écart des taux de sismicité entre les segments des zones MoMAR et SA met en évidence une différence supplémentaire dans le comportement de ces deux zones. Les segments de la zone MoMAR se démarquent par leur taux de sismicité élevé calculé à partir des catalogues complets (AUH et ISC, Fig. 4.15, table 4.3). Dans le cas des événements hydroacoustiques, ce fort écart est du au régime sismique permanent, en moyenne 4 fois supérieur à la moyenne des taux des segments de la zone SA. Tandis que pour les événements télésismiques, la différence provient des crises sismiques, associées à davantage d'événements pour les segments de la zone MoMAR. Pour tous les catalogues, on relève dans la zone SA un nombre en moyenne plus élevé d'événements produits au niveau des segments avec un mode asymétrique. Cette remarque est équivalente à celle d'Escartín et al. (2008). Toutefois, on ne peut la généraliser à tous les segments avec un mode symétrique puisque ceux de la zone MoMAR, identifiés comme symétriques, révèlent une dynamique différente de celle des segments avec un mode symétrique de la zone SA.

Si l'on se réfère aux données hydroacoustiques, l'écart entre les segments SA/MoMAR avec mode symétrique provient majoritairement du catalogue déclusterisé. Ce résultat suggère que la zone MoMAR a une activité sismique de fond plus importante, et soulève la question suivante : quel type de facteur pourrait favoriser l'activité du régime sismique de fond de la zone

MoMAR (principalement de faible magnitude) ? A l'inverse, pour le catalogue télésismique, la différence entre les segments SA/MoMAR avec un mode symétrique, est issue non pas de la sismicité de fond mais des crises sismiques. Cet autre résultat implique que les segments avec un mode d'accrétion symétrique de la zone MoMAR sont plus propices à la production d'événements télésismiques lors de crises que les segments SA définis par un mode d'accrétion symétrique. Une autre question apparaît : Y a-t-il un processus d'accrétion particulier qui serait responsable du nombre plus élevé de téléséismes générés lors des crises des segments de la zone MoMAR ? Ce processus a t-il un caractère exceptionnel ?

D'où provient cette différence de dynamique entre les segments SA/MoMAR définis par un mode d'accrétion symétrique ? Est-elle due à des paramètres comme l'obliquité (cf. section suivante) ou est-elle l'expression de processus d'origine plus profonde ? Simao (2009) a observé que la distribution de la sismicité, s'étendant entre $\sim$200 km au sud des Açores et la faille transformante Oceanographer, montrait une mauvaise corrélation avec la MBA, et suggérait l'obliquité comme paramètre responsable de cette activité.

* Calcul du taux de sismicité de 52 segments entre 15°N et 40°N, pour les catalogues hydroacoustiques et télésismiques. La variabilité du taux de sismicité met en évidence une dynamique propre à chaque segment.
* Taux de sismicité moyen, pour les deux types de catalogues hydroacoustiques (complet et déclusterisé), est supérieur pour les segments de la zone MoMAR. Les catalogues télésismiques ne reflètent pas cette séparation, ce qui suggère qu'une sismicité de plus faible magnitude est responsable de l'activité plus élevée des segments de la zone MoMAR.

Mode d'accrétions :

* Quel que soit le type de catalogue considéré dans la zone SA : les segments avec un mode symétrique ont un taux d'activité en moyenne systématiquement plus faible que ceux définis par un mode asymétrique ; en accord avec les résultats d'Escartín et al. (2008).
* Quel que soit le type de catalogue considéré, et pour un mode d'accrétion symétrique : les segments de la zone MoMAR ont en moyenne un plus fort taux de sismicité.
* Activité hydroacoustique : les segments de la zone MoMAR, considérés comme symétriques, ont les valeurs les plus élevées pour le catalogue complet. Ce fort taux provient des événements du catalogue déclusterisé, et reflète un régime sismique de fond très actif pour les segments de cette zone. En revanche, les événements générés lors de crises sismiques sont prépondérants pour les segments associés à un mode asymétrique.
* Activité télésismique : les taux supérieurs du catalogue complet sont à nouveau obtenu pour les segments de la zone MoMAR. Mais dans ce cas, la différence de sismicité provient des événements liés aux crises sismiques, plus nombreux pour les segments de la zone MoMAR. Ce résultat suggère que les segments symétriques de la zone MoMAR ont des processus d'accrétion générant de nombreux événements de forte magnitude.

Les questions soulevées :

* Quel type de facteur pourrait favoriser l'activité du régime sismique de fond de la zone MoMAR (principalement de faible magnitude) ? Un paramètre tel que l'obliquité peut-il en être l'origine (cf. section 4.17) ? Un mécanisme d'origine plus profonde pourrait-il également être responsable de cette différence d'activité sismique (cf. section 4.2.2) ?
* Y a-t-il un processus d'accrétion particulier qui serait responsable du nombre plus élevé de téléséismes générés lors des crises des segments de la zone MoMAR ? Ce processus a t-il un caractère exceptionnel ? (cf. chapitre suivant).

4.1.4 Taux de sismicité & obliquité

L'obliquité est un paramètre pouvant jouer sur l'accrétion magmatique des segments après le facteur majeur qui est la structure thermique du manteau (Okino et al., 2002; Cannat et al., 2008). L'obliquité correspond à la différence entre la direction d'expansion et l'orthogonal à l'azimuth du segment. La direction d'expansion a été calculée en fonction des pôles de rotations respectifs Europe-Nubie pour le nord des Açores, et Amérique du Nord-Nubie pour l'axe sud jusqu'à 15°N. Afin de comparer ce paramètre avec la sismicité aussi bien à l'échelle du supersegment (table 4.1) qu'à celle du segment (table 4.2), cette valeur a été calculée respectivement entre 15°N et 55°N pour les supersegments ainsi que pour chaque segment situé au sud des Açores.

Obliquité & supersegment

Les supersegments entre la zone de fracture de Kurchatov et la faille transformante de Charlie-Gibbs ont une obliquité qui augmente en s'éloignant des Açores, tandis que l'inverse est observé pour les sections sud. En effet, les supersegments les plus obliques du sud des Açores sont ceux les plus proches des Açores avec un maximum atteint à 30° pour le supersegment Oceanographer-Hayes. L'obliquité diminue ensuite jusqu'au supersegment entre les failles transformantes de Kane et Fifteen-Twenty, quasiment orthogonal à la direction d'expansion. Ainsi, on observe une tendance différente à partir du point chaud des Açores avec au nord une augmentation de l'obliquité et au sud, une diminution (table 4.1, Fig. 4.13e).

Une première relation entre l'obliquité et le taux de sismicité des évenements hydroacoustiques des supersegments ressort clairement de la table 4.1. Les supersegments les plus obliques correspondent aux régions les plus actives tels que le supersegment Oceanographer-Pico avec 27.6° ou le supersegment Maxwell-Charlie Gibbs avec 35.3°. Inversement, les zones de faible sismicité présentent une faible obliquité, comme le supersegment Fifteen-Twenty avec 0.7° ou le supersegment Kurchatov-Maxwell avec 7.6°.

Cependant, cette relation n'est pas toujours vraie, et serait plutôt une "tendance". Cette tendance est observée pour tous les types de catalogues, excepté pour le catalogue télésismique déclusterisé (Fig. 4.16). Ce dernier met en évidence un taux constant d'événements, indépendamment de la valeur de l'obliquité. La forte obliquité des supersegments de la zone MoMAR ainsi que leur taux élevé de sismicité, les différencient de ceux de la zone SA. Cet écart provient principalement de la sismicité hydroacoustique.

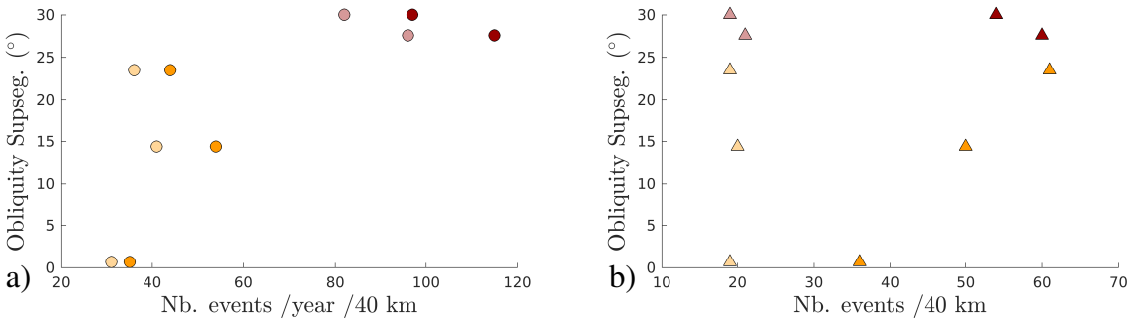


FIGURE 4.16 – Diagrammes du taux de sismicité en fonction de l'obliquité pour chaque supersegment (orange = SA, rouge = MoMAR). Pour les catalogues complets (couleur foncée) et déclusterisés (couleur claire) : a) hydroacoustiques, et b) télésismiques.
Diagrams of the seismicity rate depending on the obliquity of each supersegment (orange = SA, red = MoMAR). For the complete (dark color) and declustered (light color) : a) hydroacoustic, and b) teleseismic catalogues.

Obliquité & segment

A l'échelle des segments du sud des Açores (table 4.2), cette tendance est moins évidente. L'obliquité est propre à chaque segment (Fig. 4.13). A première vue, le taux de sismicité ne semble pas fortement corrélé à ce paramètre mais montre tout de même une tendance tout comme pour les supersegments. La figure 4.17a-b différencie les segments des zones MoMAR et SA. Dans le cas des segments MoMAR, la relation entre l'obliquité et le taux de sismicité est plus évidente, quel que soit le type de catalogue ; le taux augmente avec l'obliquité. La grande variabilité observée dans les valeurs d'obliquité des segments SA provient des différents modes d'accrétion présents dans cette zone. En effet, si l'on distingue les segments MoMAR (rouge)/SA (jaune, Figs. 4.17c-d) avec un mode d'accrétion symétrique, on obtient une meilleure corrélation. Les valeurs d'obliquité associées à ces segments sont parmi les plus faibles, en majorité < 9° (51-44, 33, 29, 21, 19-18, 14 et 11-7, table 4.2). Quant aux segments les plus obliques (tels que le 40, 37-35, 31 et 20, > 17°, table 4.2), ils sont associés à des sections caractérisées par un mode d'accrétion asymétrique ou indéfini. Ainsi, une première relation semble avérée entre l'obliquité propre à chaque segment et son mode d'accrétion (Figs. 4.13 et 4.17).

De plus, les segments de faibles obliquités des zones d'extension symétrique ont un apport magmatique plus important, et sont de type chaud à intermédiaire dans l'étude de Thibaud et al. (1998). Tandis que les segments les plus obliques associés à un mode d'accrétion asymétrique ou indéfini sont plus de type froid à intermédiaire (Thibaud et al., 1998). Ces résultats concordent avec ceux de la dorsale ultra-lente de Knipovich. Okino et al. (2002) ont mis en évidence une relation entre l'obliquité des segments, le ΔMBA et les reliefs des segments de cette ride. Comparés aux segments non obliques de la dorsale Sud-Ouest Indienne, les segments de l'axe nord de Knipovich sont caractérisés également par de forts reliefs et un grand ΔMBA (Cannat et al., 1999b; Okino et al., 2002). A l'inverse, les segments obliques dans la section sud de Knipovich présentent de faibles reliefs, un ΔMBA moins important et un ap-

port moindre en magma (Okino et al., 2002). De même, au niveau de la dorsale Sud-Ouest Indienne Sauter et al. (2001); Cannat et al. (2008) ont associé les variations de bathymétrie et morphologie à la répartition des apports magmatiques à la croûte. Ils suggèrent ainsi que les segments les plus obliques ont une lithosphère plus froide et épaisse, où l'alimentation magmatique est restreinte, contrairement aux segments moins obliques à forts reliefs. Les sections obliques peuvent être associées à des segments où l'extension tectonique est accommodée par de grandes failles de détachement (Sauter et al., 2013).

Outre cette relation entre le régime thermique du segment et son obliquité, observe-t-on un lien entre le taux de sismicité et l'obliquité ? Dans la zone SA, les segments avec un mode symétrique sont majoritairement associés à de faibles valeurs d'obliquité et des faibles taux de sismicité (Fig. 4.17c-d). Tandis que les segments SA avec un mode asymétrique montrent généralement une plus forte obliquité et un plus fort taux de sismicité (Fig. 4.17a-b ; les symboles oranges représentent les SA, symétriques et asymétriques, et les jaunes uniquement les symétriques). Ainsi, au niveau de la zone SA, les segments de fortes obliquités produisent plus de séismes que les segments de faible obliquité. Ce même schéma a été observé au niveau de la dorsale ultra-lente Sud-Ouest Indienne à l'est de la zone de fracture de Melville, les segments obliques à la direction d'expansion sont plus actifs que les segments orthogonaux (Tsang-Hin-Sun, 2016). La variabilité des valeurs d'obliquité observée pour les segments asymétriques de la zone SA pourrait-être propre à la variabilité de fonctionnement des failles de détachement (Olive and Escartín, 2016). En effet, à l'ouest de la zone de fracture de Melville de la dorsale Sud-Ouest Indienne, les segments obliques sont quasiment asismiques au seuil de détection des hydrophones (Tsang-Hin-Sun, 2016). Il n'est donc pas toujours évident de lier obliquité et taux de sismicité.

Les deux groupes de segments avec un mode d'accrétion symétrique, l'un de la zone MoMAR et l'autre de la zone SA, montrent une tendance similaire avec un accroissement du taux de sismicité avec l'augmentation des valeurs d'obliquité (Fig. 4.17c-d). Toutefois, pour une même valeur d'obliquité, un taux différent de sismicité est observé entre les deux zones : ainsi et par exemple, pour une même obliquité de 4°, un taux de sismicité hydroacoustique d'$\sim$5 événements/an/km est obtenu pour un segment de la zone SA, contre $\sim$35 événements/an/km pour un segment de la zone MoMAR ; Fig. 4.17c). On en conclut donc -du moins d'après ces données- que l'obliquité des segments n'explique pas cet écart d'activité sismique observé entre les deux zones.

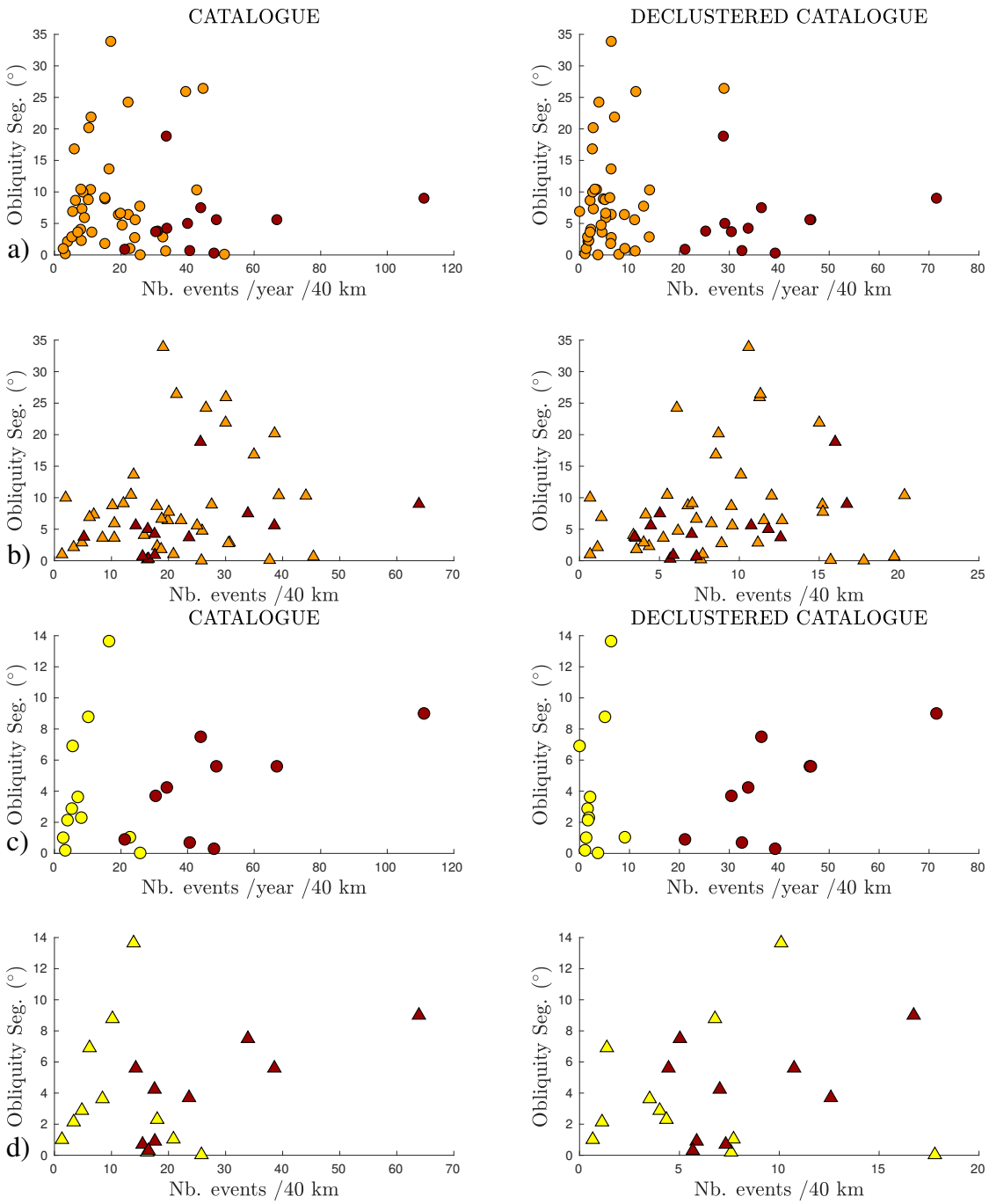


FIGURE 4.17 – Diagrammes du taux de sismicité en fonction de l'obliquité pour chaque segment (orange = SA, rouge = MoMAR). Pour les catalogues complets et déclusterisés : a) hydroacoustiques, et b) télésismiques.
Diagrammes du taux de sismicité en fonction de l'obliquité pour chaque segment caractérisé par un mode d'accrétion symétrique (jaune = SA, rouge = MoMAR). Pour les catalogues complets et déclusterisés : c) hydroacoustiques, et d) télésismiques.
Diagrams of the seismicity rate depending on the obliquity of each segment (orange = SA, red = MoMAR). For the complete and declustered : a) hydroacoustic, and b) teleseismic catalogues.
Diagrams of the seismicity rate depending on the obliquity of each segment associated with a symetric mode of accretion (yellow = SA, red = MoMAR). For the complete and declustered : c) hydroacoustic, and d) teleseismic catalogues.

Pour conclure, une relation est observée entre l'obliquité, des supersegments et des segments, et le taux de sismicité.

A l'échelle des supersegments, la tendance n'est pas si nette d'après la figure 4.16, mais on observe quand même que les supersegments les plus obliques -ceux de la zone MoMAR- montrent le plus fort taux de sismicité.

L'étude à l'échelle des segments a mis en évidence une correlation entre leur taux de sismicité et leur mode d'accrétion : de manière générale, les segments les plus obliques correspondent à un mode d'accrétion asymétrique, et inversement pour les segments représentées par un mode d'accrétion symétrique. La forte variabilité observée pour les segments comprenant des failles de détachement pourrait-être liée à la variabilité de leur fonctionnement (Olive and Escartín, 2016).

Les valeurs équivalentes et faibles d'obliquité (Fig. 4.17) entre les segments MoMAR/SA avec un mode d'accrétion symétrique ne permettent pas d'expliquer l'écart observé dans les taux de sismicité entre ces deux zones. Simao (2009) suggère que l'obliquité joue un rôle prépondérant sur le régime thermique du segment, dans la zone s'étendant du segment Menez-Gwen à la faille transformante Oceanographer. Ce paramètre expliquerait l'activité plus élevée observée dans cette zone. La forte obliquité des deux supersegments de la zone MoMAR peut refléter ces taux plus élevés. En effet, à grande échelle, cette forte obliquité des supersegments induit des NTOS plus grandes entre les segments adjacent (Detrick et al., 1995; Thibaud, 1998). Ces NTOs plus longues pourraient être responsable d'une plus forte activité. Toutefois, les segments de la zone MoMAR sont caractérisés par une obliquité majoritairement faible, de même que les segments symétriques de la zone SA (Fig. 4.13), reflétant un mode d'accrétion symétrique avec une alimentation magmatique plus soutenue.

Il est intéressant de noter que la section MoMAR se situe à proximité du point chaud des Açores ; l'interaction entre les deux reste à approfondir, pour apporter un éventuel éclairage sur la forte sismicité de cette zone.

Supersegments :

* Les taux de sismicité les plus élevés correspondent aux deux supersegments les plus obliques de la zone MoMAR, tandis que le taux de sismicité le plus faible est associé au supersegment (Fifteen-Twenty à Kane) le moins oblique. Toutefois, cette relation n'est pas toujours applicable à tous les supersegments, et serait plus une "tendance" générale.

Segments :

* Une relation existe entre les 2 paramètres : obliquité et mode d'accrétion. Les segments les plus obliques correspondent aux segments froids à intermédiaires, et ont un mode d'accrétion asymétrique. A l'inverse, les segments les moins obliques correspondent aux segments chauds à intermédiaire, et ont un mode d'accrétion symétrique.
* Les segments associés à un mode asymétrique peuvent présenter des valeurs plus faibles d'obliquité. Cette variabilité pourrait être expliqué par le fonctionnement des failles de détachements (Olive and Escartín, 2016).
* Dans la zone SA, les segments obliques ont un taux de sismicité plus important que les segments de type orthogonaux, rappelant les fonctionnements observés à l'est de la fracture de Melville pour la dorsale Sud-Ouest Indienne (Tsang-Hin-Sun, 2016).
* Il est cependant difficile de lier les 3 paramètres : obliquité, taux de sismicité et mode d'accrétion. En effet, les segments de faible obliquité et avec un mode d'accrétion symétrique de la zone MoMAR ont les plus forts taux de sismicité.

En général :

* Le possible lien entre l'obliquité et la sismicité, du segment Menez-Gwen à la faille transformante Oceanographer, a été proposé par Simao (2009). Les forts taux de sismicité observés pour les segments de la zone MoMAR ne seraient donc pas dus à l'obliquité propre à ces segments. La forte obliquité des supersegments de la zone MoMAR pourrait induire une activité sismique plus soutenue. Toutefois, vu la proximité du point des Açores, l'influence de ce point chaud sur la dynamique de la dorsale doit être étudié.

4.2 Sismicité des dorsales & processus mantelliques

4.2.1 Sismicité à grande longueur d'onde

Dans le but d'analyser la distribution de la sismicité le long de l'axe de la DMA Nord à plus grande échelle que celle du segment, un filtre passe-bas à 20 km et 10 km a été appliqué sur les données des catalogues télésismiques et hydroacoustiques (Fig. 4.18). D'autres données géophysiques telles que la bathymétrie et la gravimétrie peuvent mettre en évidence la présence de phénomènes profonds, dont l'expression peut se retrouver dans le signal grande longueur d'onde (Thibaud, 1998; Goslin, 1999). Ces données sont issues des données satellitaires (cf. chapitre 3) et ont également été traitées avec un filtre passe-bas à 20 km (Maia et al., 2007 ; Fig. 4.18). Les courbes de bathymétrie et MBA se corrèlent relativement bien et mettent en évidence l'anomalie thermo-chimique au niveau du plateau des Açores (Gente, 1987; Thibaud et al., 1998 ; Fig. 4.18). Une bonne corrélation entre la bathymétrie, la MBA et la sismicité le long de l'axe a déjà été relevée (Simao, 2009). Dans notre étude, les courbes de sismicité hydroacoustiques intègrent l'ensemble des données disponibles sur chaque zone (SIRENA, MoMAR et SA), en prenant en compte de nouveaux catalogues dans la zone MoMAR.

Entre le point triple des Açores et la faille transformante Charlie-Gibbs, les courbes des deux catalogues télésismiques et hydroacoustiques, complets (courbes bleues) et déclusterisés (courbes noires), montrent une augmentation de la sismicité vers le nord (Fig. 4.18). Deux grandes tendances ressortent : d'abord (1) une augmentation du nombre d'événements jusqu'à ∼600 km et ensuite, (2) au delà de 500 km jusqu'à la zone transformante de Charlie-Gibbs, l'apparition de pics de sismicité autour d'un niveau constant. Les données hydroacoustiques montrent deux zones sujettes aux séquences sismiques autour de 600 et 1300 km tandis que les données télésismiques présentent des séquences sismiques sur la quasi totalité de l'axe nord entre 100 et 1600 km, avec une prépondérance du nombre d'événements au niveau de la zone transformante Charlie-Gibbs.

Du point triple des Açores à la faille transformante Fifteen-Twenty, on observe 3 tendances majeures à partir de la sismicité hydroacoustique : (1) des Açores à ∼200 km au sud, une augmentation rapide du nombre d'événements (2) suivie d'une diminution jusqu'à 800 km au sud de la faille transformante Hayes, puis (3) une décroissance est clairement visible pour le catalogue déclusterisé. S'ensuit un taux quasi constant jusqu'à la faille transformante Fifteen-Twenty. Ainsi, ces 3 tendances diffèrent des 2 tendances observées au nord des Açores. Une forte activité sismique dans la zone MoMAR, dont la distribution peut s'apparenter à un "dôme" est également visible dans les données de Simao et al. (2010).

La comparaison des courbes des catalogues complets et déclusterisés pour les événements télésismiques et hydroacoustiques révèle la proportion d'événements liés à des séquences (Fig. 4.18). La forte activité télésismique du système transformant Charlie-Gibbs ressort à nouveau, produite principalement par des séquence sismiques. Tandis que peu de crises sismiques

de faible magnitude sont observées au nord des Açores, sur les 1.3 ans de données disponibles du catalogue hydroacoustique. Dans la zone MoMAR, bien que les données aient été moyennées par an, la prépondérance des événements peut être légèrement biaisée par la plus grande durée des enregistrements, comme évoqué précédemment. Toutefois, cela n'influe pas les 3 tendances observées dans la sismicité. L'activité générée par des séquences sismiques est peu visible dans les données hydroacoustiques mais ressort dans les données télésismiques. De même, on remarque encore la plus grande proportion d'événements liés à des séquences sismiques hydroacoustiques dans la zone SA. Très peu d'événements télésismiques sont associés à des séquences sismiques entre les failles transformantes Kane et Fifteen-Twenty.

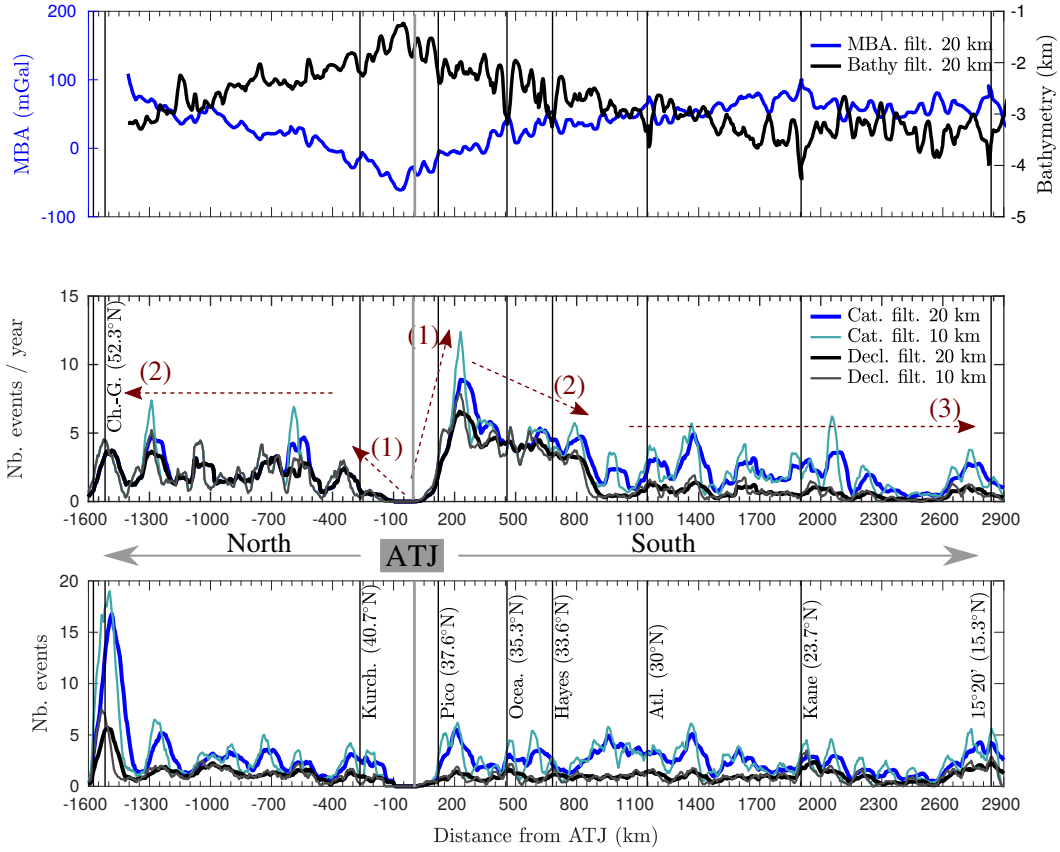


FIGURE 4.18 – Distribution le long de la DMA Nord des données géophysiques à grande échelle, filtre passe-bas 20 km (et 10 km). (Haut) Bathymétrie (courbe noire) et MBA (courbe bleue) à partir des données satellitaires. (Milieu et Bas) Sismicité des catalogues complets (courbe bleue) et déclusterisés (courbe noire) : (Milieu) Hydroacoustique, (Bas) Télésismique.
Geophysical data distribution along the northern MAR at long wavelength, 20 km (and 10 km) low-pass filter. (Top) Derived satellite bathymetry (black curve) and computed MBA (blue curve). (Middle and Bottom) Seismicity of the complete (blue curve) and declustered (black curve) catalogues : (Middle) Hydroacoustic, (Bottom) Teleseismic.

L'analyse le long de l'axe de la sismicité filtrée a pour but de mettre en évidence des processus de grande échelle, pouvant interagir avec cette dernière, et d'expliquer les variations de grandes longueurs d'ondes observées (Simao, 2009; Goslin et al., 2012). La comparaison des

variations dans la sismicité avec celles visibles dans la bathymétrie et la MBA est nécessaire à la compréhension des phénomènes influençant ces paramètres. Dans le cas de la DMA Nord, sa proximité avec le point chaud des Açores implique des changements de grandes longueurs d'ondes.

4.2.2 L'effet du point chaud, quelle limite d'influence au sud des Açores ?

L'acquisition de données temporelles long terme dans la zone MoMAR est un atout pour la caractérisation de la limite sud du point chaud, en fonction des variations à grande échelle observées dans la sismicité. Ainsi, un filtre passe-bas de 50 km a été appliqué sur les données de bathymétrie, MBA et sismicité (catalogues déclusterisés ; Fig. 4.19). Le choix d'un filtre passe-bas plus élevé est motivé par la volonté de s'affranchir des petites longueurs d'onde, tout en pouvant distinguer les variations induites par le point chaud.

Au nord des Açores, la courbe du taux de sismicité filtrée à 50 km met clairement en évidence une augmentation de la sismicité en s'éloignant du point chaud jusqu'à la limite d'influence nord du panache indiquée à 43°40′N, concordante avec Goslin et al. (2012) (Fig. 4.19). Ce seuil est peu marqué avec la courbe du taux de sismicité issus des événements télésismiques. Au niveau des courbes de MBA et bathymétrie (Fig. 4.19), la limite à 43°40′N constitue également un seuil entre deux gradients différents (Goslin, 1999; Goslin et al., 2012).

Si l'on définit une limite sud sur les mêmes critères que la limite nord, on recherche alors un seuil marqué dans la courbe du taux de sismicité hydroacoustique. Un fort gradient est nettement visible jusqu'à ∼400 km au sud des Açores, s'arrêtant au nord de la faille transformante Oceanographer à 35°40′N (Fig. 4.19). De même que pour la limite nord, cette dynamique suggère une influence du panache mantellique sur le régime thermique du manteau supérieur et de la croûte, peu distinguable sur la distribution des événements télésismiques. Dans les courbes de MBA et bathymétrie, 3 tendances se démarquent : un fort gradient entre les Açores et la faille transformante Hayes, puis un léger changement de gradient jusqu'à la latitude 26°N, et enfin un gradient faible avec un niveau presque constant. La corrélation avec la sismicité est donc moins évidente que pour la section nord des Açores.

Le fait que la limite nord soit concordante pour les différentes données (Goslin, 1999; Maia et al., 2007), pourrait supposer que le seuil est plus marqué qu'au sud des Açores. En effet, au sud, l'évolution dans la morphologie des segments le long de l'axe suggère une limite autour de 37°12′N (Detrick et al., 1995; Parson et al., 2000; Escartin et al., 2001), tandis que les variations bathymétriques, gravimétriques et les discontinuités en V fixent la limite à 26°30′N (Thibaud et al., 1998 ; Fig. 4.19). La signature géochimique traduit une limite moins étendue, qui pourrait se situer à 33.5°N (proximité de la faille transformante Hayes ; Schilling et al., 1983; Dosso et al., 1999). Les interactions entre le point chaud et la dorsale semblent donc plus étendues au sud qu'au nord, mais semblent également plus complexes avec moins de concordance entre les différents types d'observations.

L'existence d'une asymétrie entre le nord et le sud des Açores se traduit par les variations de plusieurs paramètres tels que la morphologie, la géochimie, la gravimétrie et la tomographie (Schilling et al., 1983; Goslin et al., 1998; Goslin, 1999; Yang et al., 2006; Silveira et al., 2006). L'axe de la DMA Nord de part et d'autre des Açores présente une géométrie différente. L'axe nord est quasi orthogonal à la direction d'expansion jusqu'à 43°N, et ne comporte pas de grandes discontinuités décalant la ride ni de structures obliques pointant dans la direction opposée aux Açores (Goslin, 1999). A l'inverse, l'axe directement au sud des Açores affiche une forte obliquité, est décalé par de grandes failles transformantes et comporte des structures obliques pointant vers le sud (Gente et al., 1995; Thibaud et al., 1998). De plus, cette asymétrie plus étendue vers le sud est présente également dans le géoide (Goslin et al., 1998), et est également décrite par les études géochimiques (Schilling et al., 1983; Dosso et al., 1999). Ces observations traduisent une influence plus faible du panache mantellique sur la section nord des Açores. L'influence plus étendue du panache le long de l'axe de la section sud (Yang et al., 2006) pourrait expliquer les différentes étendues de sa signature. Dans le cas des discontinuités en V, Thibaud et al. (1998) les associe non pas à la présence d'un flux asthénosphérique le long de l'axe, mais à une modification de la structure thermique profonde. Ce phénomène n'est pas reflété par la distribution de l'activité sismique. La sismicité indique une limite sud plus restreinte. Comme relevé par Smith et al. (2003), la sismicité reflète la structure thermique de l'axe de la dorsale sur de courtes périodes (∼décennies), contrairement à la bathymétrie et la gravimétrie qui intègrent la structure de l'axe sur de plus grandes périodes (∼1 Ma). L'écart sur l'échelle de temps peut expliquer le manque de corrélation entre les différentes données. Le point chaud localisé il y a probablement 20 Ma à proximité du point triple des Açores a connu un épisode de fort magmatisme il y 10 Ma, à l'origine des discontinuités obliques en V pointant vers le sud (Cannat et al., 1999a; Escartin et al., 2001; Gente et al., 2003). La bathymétrie et la gravimétrie sont marquées par ces épisodes. Puis son effet s'est estompé autour de 4 Ma avec l'éloignement du point chaud de l'axe de la dorsale (Gente et al., 2003). D'après Silveira et al. (2006), il est probable que le panache ne soit plus alimenté actuellement et qu'il soit dans un état "mourant". La distribution de la sismicité, ainsi que la signature géochimique issue de l'analyse de nombreux échantillons, semblent indiquer une limite plus restreinte, qui pourrait être interprétée comme une influence plus réduite du point chaud actuellement.

Une zone d'influence du point chaud des Açores jusqu'au ∼200 km au sud du point triple avait été proposée par Simao (2009), et diffère donc de notre limite obtenue (Fig. 4.19). Si l'on se réfère à la figure 4.18 où les données sont filtrées avec un filtre passe-bas de 20 km, le fort gradient de la courbe de sismicité hydroacoustique s'initie au point triple des Açores et s'étend jusqu'à ∼250 km vers le sud. Cette limite se rapproche ainsi de la proposition de Simao (2009). Toutefois, l'équivalent nord est moins concordant avec le résultat de Goslin et al. (2012) et se situerait à ∼ 500 km. Il est difficile d'affirmer une limite sud. Celle observée par Simao (2009) se rapproche de la limite associée aux variations morphologiques (Escartin et al., 2001), tandis que notre limite à 35°40′N est plus en accord avec le gradient de la MBA visible jusqu'à la faille

transformante Oceanographer (Fig. 4.19). Dans les deux cas, ces limites sont moins éloignées du point triple des Açores que la limite nord. Cela pourrait suggérer une interaction différente de part et d'autre des Açores, entre l'axe de dorsale, la remontée du flux asthénosphérique et le panache mantellique des Açores.

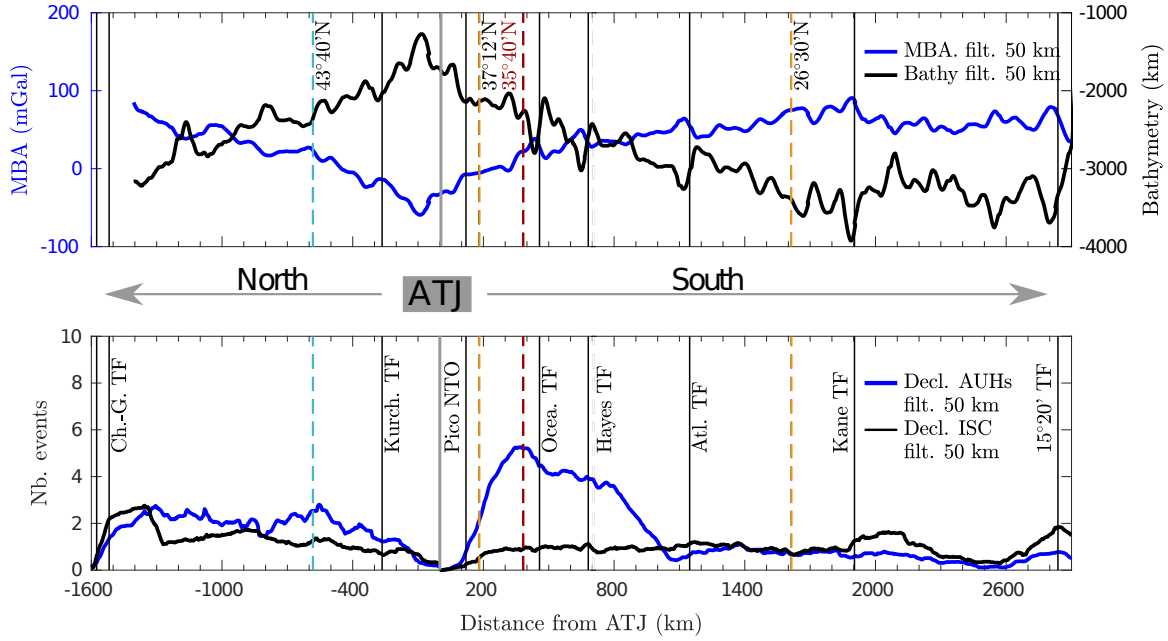


FIGURE 4.19 – Distribution le long de la DMA Nord des données géophysiques à grande échelle, filtre passe-bas 50 km. (Haut) Bathymétrie (courbe noire) et MBA (courbe bleue). (Bas) Sismicité des catalogues déclusterisés hydroacoustique (courbe bleue) et télésismique (courbe noire). Les failles transformantes et zones de fractures majeures sont indiquées (ligne noire continue). Limite d'influence du point chaud des Açores : Nord à 43°40′N (ligne pointillée bleue) (Goslin, 1999; Maia et al., 2007; Goslin et al., 2012). Sud à 37°12′N (Detrick et al., 1995; Parson et al., 2000; Escartin et al., 2001), proche de ∼ 200 km au sud des Açores (Simao et al., 2010), 26°30′N (Thibaud et al., 1998 ; ligne pointillée orange). Nouvelle limite sud proposée à 35°40′N (ligne pointillée rouge).
Geophysical data distribution along the northern MAR at long wavelength, 50 km low-pass filter. (Top) Bathymetry (black curve) and MBA (blue curve). (Bottom) Hydroacoustic (blue curve) and teleseismic (black curve) declustered seismicity. The major transforms and fracture zones are indicated (solid black line). Limit of the Azores hotspot influence : Northern 43° 40′ N (dashed blue line ; Goslin, 1999; Maia et al., 2007; Goslin et al., 2012). Southern at 37° 12′ N (Detrick et al., 1995; Parson et al., 2000; Escartin et al., 2001), near ∼ 200 km south of the Azores (Simao et al., 2010), 26° 30′ N (Thibaud et al., 1998 ; orange dashed line). New southern limit suggested at 35° 40′ N (red dashed line).

Outre la recherche d'une limite sud pour l'influence du point chaud des Açores, l'analyse à grande échelle de la distribution de la sismicité avait pour but de mettre en évidence l'influence d'un nouveau paramètre pouvant influencer la forte activité sismique observée dans le régime sismique permanent des segments de la zone MoMAR. En effet, le taux de sismicité hydroacoustique et télésismique de ces derniers les différencient des segments de la zone SA définis également par un mode d'accrétion symétrique. On peut supposer que la forte sismicité de faible magnitude caractérisant le régime sismique permanent de la zone MoMAR est

influencé par un processus plus profond. La proximité du point chaud des Açores pourrait suggérer une augmentation des processus d'origine magmatique, généralement associé à de faibles magnitudes.

* L'étude à grande longueur d'onde de la sismicité permet d'observer sa distribution à plus grande échelle que celle du segment, afin de mettre en évidence la manifestation de processus plus profonds. Dans ce but, la comparaison avec les données bathymétriques et gravimétriques est un bon indicateur. Ces données sont traitées avec un filtre passe-bas.

* L'analyse des différents gradients observés le long de ces courbes permet de mettre en évidence des limites d'influence du point chaud des Açores. Ces limites se traduisent dans la courbe de sismicité par l'augmentation du nombre d'événements avec l'éloignement du point chaud. Au nord des Açores, une limite identique à celle proposée par Goslin et al. (2012) à 43°40′, a pu être identifiée. Cette limite est corrélée au gradient des courbes de la MBA et de la bathymétrie (Goslin, 1999; Goslin et al., 2012). Au sud, la limite suggérée se situe à 35°40′N. Elle diffère de la précédente (Simao, 2009). Il est difficile d'affirmer quelle limite est la plus réaliste, l'une se rapprochant de la limite sud associée à la morphologie, l'autre au gradient de la MBA.

* L'asymétrie nord/sud caractérisant l'influence du panache sur les structures de la dorsale est connue pour être plus étendue au sud qu'au nord (Schilling et al., 1983; Dosso et al., 1999; Goslin, 1999; Yang et al., 2006). Toutefois, les deux limites sud proposées par la distribution de la sismicité sont moins éloignées (∼200 km et ∼400 km) du point triple que ne l'est la limite nord (∼600 km). Ces observations pourraient suggérer une interaction différente entre l'axe de la dorsale, la remontée du flux asthénosphérique et le panache mantellique des Açores.

* La proximité du point chaud des Açores pourrait être considéré comme un nouveau paramètre pouvant influencer la forte activité sismique observée dans le régime sismique permanent de la zone MoMAR. Il est possible que cette proximité puisse augmenter le nombre d'événements de faible magnitude d'origine magmatique.

Chapitre 5

Processus d'accrétion à l'échelle de la dorsale médio-Atlantique nord : zoom sur la zone MoMAR

Sommaire

5.1 Caractérisation des séquences télésismiques 185
5.1.1 Méthodologie 185
5.1.2 Résultats 187
5.2 Caractérisation des crises hydroacoustiques 203
5.2.1 Présentation des crises hydroacoustiques 203
5.2.2 Crises d'envergure 206
5.2.3 Centre de segment 233
5.2.4 Flanc de segment 240
5.2.5 Coin interne VS coin externe 244
5.2.6 Discontinuité non-transformantes & Zones de relais 250
5.3 Processus d'accrétion & distribution spatio-temporelle 259
5.3.1 Processus et Modes d'accrétion 262
5.3.2 Quelle récurrence le long de la DMA Nord ? 266
5.3.3 Quelle Influence du point chaud ? 268

Summary

This chapter presents the study of the seismic crises identified from the teleseismic and hydroacoustic catalogues. The different types of seafloor spreading processes observed in the northern MAR and more specifically in the MoMAR area are described, as well as their characteristics. This approach requires the research of the seismic sequences and their analysis which can be correlated with the bathymetric and gravimetric data. The first section of this chapter deals with the teleseismic crises whereas the second part focuses on the study of the hydroacoustic sequences according to their locations in geological structures. Finally, the last part compares the different types of accretion processes highlighted along the northern MAR.

On the 34 teleseismic sequences identified in 50 years of data, 30 are thought to be swarms and reflect tectono-magmatic processes. A comparison of the total seismic moment released of each swarm is realised showing no clear relations but some common characteristics can be found. In total, 25 hydroacoustic sequences have been analysed in the MoMAR area. Two main types of seismic crises can be distinguished : the major crises generated by tectono-magmatic processes and the smaller ones associated with lower magnitude events. Despite the difficulty to associate the events of a same seismic crisis to a geological structure, some characteristics are commons to each seafloor spreading processes (*e.g.* the main seismic activity duration, the Source Level distribution). Some mechanisms stay undetermined.

To our knowledge, one of the largest swarm recorded on the northern MAR occured in August 2010 at the North FAMOUS and FAMOUS segments ($\sim$37°N). It may be the first intrusion event detected along the northern MAR since the Lucky Strike segment intrusion in 2001. This unusual seismic crisis is considered as tectono-magmatic and reveals a dike intrusion across a discontinuity. The analysis of this crisis is reported in an article included in this chapter.

The long term teleseismic data and the occurence of the tectono-magmatic episodes along the northern MAR are too limited in time to define a recurrence cycle. However, some ridge sections could suggest a cycle varying (10 years to more than 50 years), depending on the sections locations along the MAR.

The recurrence of seismic crises of lower magnitude (identified by the hydroacoustic records) could suggest areas mainly dominated by a type of seafloor spreading processes (according to the Source Level of completeness of the catalogues). Thereby, the area from the Azores triple junction to the Maxwell transform fault are thought to be dominated by magmatic processes, whereas the SA area seems to be mainly controlled by tectonic processes. The MoMAR area seems to include more various accretion mechanisms which are defined as tectonic as well as magmatic processes.

Dans ce chapitre, les questions abordées portent sur les processus d'accrétions actifs à l'axe de la DMA Nord et plus particulièrement dans la zone MoMAR. Cette approche nécessite la recherche de séquences sismiques qui sont par la suite analysées et corrélées à des données bathymétriques et gravimétriques. La première section de ce chapitre présente les séquences sismiques mises en évidence par la méthode *Single Link Cluster* sur les catalogues télésismiques et hydroacoustiques. La deuxième section intègre un article révélant une intrusion de dike dans la zone FAMOUS. Cette partie se concentre également sur l'étude des séquences en fonction de leur occurrence sur les structures géologiques majeures. Pour finir, la dernière section compare les différents processus d'accrétion mis en évidence.

5.1 Caractérisation des séquences télésismiques

5.1.1 Méthodologie

Avant d'analyser les crises sismiques enregistrées par les données hydroacoustiques, on a voulu étudier le comportement de crises télésismiques majeures, à la fois en termes d'identification des processus mais aussi dans la récurrence de ces phénomènes entre 1964 et 2015.

Au niveau des dorsales à faible taux d'expansion, les processus d'origine magmatique peuvent engendrer des événements de forte magnitude qui, contrairement aux dorsales rapides, sont liés à un régime thermique impliquant une lithosphère plus froide et cassante (Läderach et al., 2012). Une origine magmatique est généralement suggérée pour les séquences télésismiques comprenant un grand nombre d'événements qui correspondraient à des essaims. Les essaims télésismiques sont caractérisés et reconnaissables par leur niveau de sismicité modéré et durable dans le temps (Schlindwein, 2012). Ces derniers sont donc plus probablement enregistrés par les stations terrestres en comparaison aux séquences tectoniques de type choc principal-répliques, dont la décroissance rapide des magnitudes restreint le nombre d'événements télésismiques pouvant être détectés du fait du seuil de détection élevé des stations terrestres.

Ainsi, au niveau des dorsales ultra-lentes telles que la Sud-Ouest Indienne, Läderach et al. (2012) et Schlindwein (2012) ont détecté des essaims à partir des catalogues ISC et les ont associés à des processus tectono-magmatiques, avec la réactivation de failles normales en réponse au régime de contraintes engendré par l'injection de dikes. De même, au niveau de la DMA Nord, deux crises sismiques majeures ont été associées à une intrusion de dikes et ont généré un grand nombre d'événements télésismiques (plus de 15 événements)(Dziak et al., 2004b; Giusti et al., 2018). De ce fait, les données télésismiques peuvent être considérées comme un appui pour la recherche d'essaims le long de dorsales à faible taux d'expansion et permettent, par leur grand jeu de données, d'avoir un aspect temporel.

Une recherche d'essaims sur la DMA Nord entre 15°N et 55°N de 1964 à 2015 a été effectuée

par la méthode de *Single Link Cluster*. Bien que le catalogue ISC ne soit considéré comme homogène qu'à partir de 1995, les événements antérieurs à cette date sont exceptionnellement pris en compte. Pour cette étude, on a choisi des paramètres équivalents à ceux de l'étude réalisée par Schlindwein (2012) sur les dorsales ultra-lentes (Sud-Ouest Indienne et de la région Arctique). En effet, la figure 5.1 met en évidence la rupture entre le nombre de séquences comprenant moins de 8 événements, pour lesquelles on observe une forte décroissance, et les séquences avec plus de 7 événements, qui montrent une distribution différente. Ainsi, une séquence est apparentée à un essaim lorsqu'elle comprend au minimum 8 événements. Si le nombre varie entre 2 et 7 alors c'est une séquence sismique (Fig. 5.1). Une magnitude unifiée a également été calculée pour tous les événements, d'après la relation empirique proposée par Das et al. (2011) :

$$M_w = 1.5385 m_{b(ISC)} - 2.5385 \tag{5.1}$$

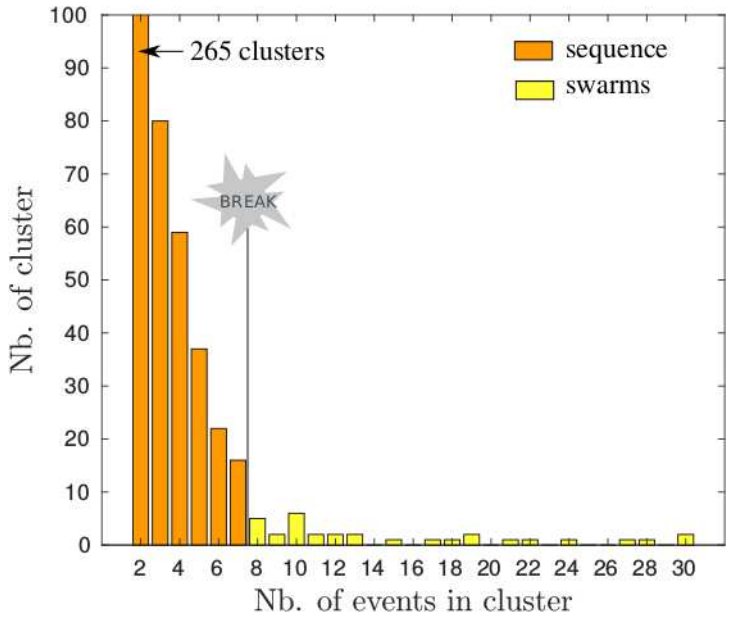


FIGURE 5.1 – Distribution du nombre d'événements par séquence. Les séquences à plus de 8 événements sont appelées essaim. "Break" = la limite entre les séquences (orange) et les essaims (jaune). *Distribution of the clusters size. Clusters with more than 8 events are called swarms. "Break" = the limit between the sequences (orange) and the swarms (yellow).*

Afin de déterminer si les séquences avec au minium 8 événements sont apparentées à des essaims d'origine magmatique, différents paramètres peuvent être calculés, comme la distribution des magnitudes, la durée des essaims, la localisation sur l'axe de la ride (localisation à moins de 35 km de l'axe), les erreurs de localisation associées et la MBA. Les crises sans choc principal sont majoritairement situées en centre de segment et associées à une MBA négative (Goslin et al., 2012). En termes de durée, plus de la moitié des essaims sont générés en quelques jours seulement (Läderach et al., 2012; Schlindwein, 2012). Le caractère tectonique d'une séquence peut être mis en évidence par une décroissance de magnitudes. Cependant, le faible

nombre d'événements est limitant pour la réalisation d'une MOL. Pour palier à ce problème, le calcul de la différence de magnitude entre les deux plus forts événements d'un essaim (Δ Mu = Mu_{max1}-Mu_{max2}), proposé par Schlindwein (2012), est appliqué. Si cette différence est de plus d'un ordre de magnitude, alors ces séquences sont probablement de type tectonique tandis qu'une différence de l'ordre de 0.5 (ou inférieure) conforte l'hypothèse d'une origine magmatique (McNutt, 1996).

Dans les zones magmatiques mais aussi dans les réservoirs soumis à des injections de fluides, ont peut obtenir des séismes dont le tenseur des moments comporte une forte composante *Compensated-Linear-Vector-Dipoles* (CLVD). Ainsi, lorsqu'un séisme peut être caractérisé par un tenseur des moments disponible sur le catalogue GCMT (Ekström et al., 2012), la composante CLVD peut être calculée en utilisant les valeurs propres ($\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$; Shuler et al., 2013). La valeur obtenue est caractérisée par le paramètre ϵ :

$$\epsilon = -\lambda_2 / max(|\lambda_1|, |\lambda_3|) \tag{5.2}$$

Les séismes décrits par un tenseur des moments purement double-couple ont une valeur $\epsilon = 0$, tandis que ceux décrits par un tenseur des moments purement CLVD ont une valeur $\epsilon = \pm 0.5$ (Julian et al., 1998; Knopoff and Randall, 1970; Shuler et al., 2013). Pour les tenseurs des moments qui présentent une valeur $\epsilon \sim \pm 0.4$, cette valeur sera indiquée dans la table 5.1 car il s'agit d'un tenseur des moments proche CLVD.

4594 événements sont analysés le long de la DMA Nord sur quasiment 50 ans de données (1964 à 2015). Pour la recherche d'essaim, la DMA est sectionnée en 7 supersegments (cf. chapitre précédent) pour lesquels les événements sont classés en 3 groupes décrits précédemment. Le premier comprend ceux générés lors d'un essaim, le deuxième ceux associés à une séquence sismique et le dernier les événements individuels associés à aucune crise.

5.1.2 Résultats

On va tout d'abord détailler les groupes d'essaims (nombre d'événements > 7) dans chaque supersegment puis analyser la répartition de tous les groupes (événement seul, séquence, essaim) par supersegment et, pour finir, présenter une étude sur le moment sismique total associé à la durée de chaque essaim.

Description des essaims

34 essaims ont été mis en évidence dont 4 déjà identifiés par Bergman and Solomon (1990) (table 5.1, Figs. 5.2-5.4 ; cf. cartes complémentaires en annexe C1). L'essaim le plus remarquable comprend 199 événements tandis que le deuxième plus grand en contient 40. En termes de magnitude, l'événement avec la plus forte magnitude unifiée varie entre Mu = 7.46 et Mu = 3.92. Le plus faible ΔMu vaut 0.15. La répartition et la description des essaims obtenus par section est décrite ci-dessous :

- Section 1 (Charlie-Gibbs FT-Maxwell FT, Fig. 5.2) : comprend 6 essaims dont 3 ont une origine magmatique relativement incertaine. L'essaim n°6 (13/02/2015) montre un ΔMu de plus d'un ordre de magnitude et se situe le long de la transformante Charlie-Gibbs nord. Il s'apparente donc plus probablement à une crise tectonique au vu également de sa magnitude la plus élevée ($Mu_{max1} \sim 7.46$). Aderhold and Abercrombie (2016) ont remarqué que cet événement de forte magnitude pourrait faire partie d'un cycle dont le précédent fut le séisme de 1974 (ce dernier n'appartient pas à un des essaims). Entre ces deux événements générés dans la partie est de la faille transformante nord de Charlie-Gibbs, l'activité sismique est faible voire non existante (Aderhold and Abercrombie, 2016). Ainsi, bien que le ΔMu de l'essaim n°5 soit faible, sa localisation le long de cette même transformante ainsi que sa durée (67 jours) pour un faible nombre d'événements (8), le rapproche d'une origine tectonique. Aderhold and Abercrombie (2016) proposent que le système transformant de Charlie-Gibbs ait un comportement sismique pendant les séquences et un comportement asismique entre ces séquences. L'essaim n°2 est localisé le long du flanc du segment bordé par la faille transformante Charlie-Gibbs sud et présente un ΔMu intermédiaire de 0.62. Son origine tectonique ou magmatique est donc incertaine. Néanmoins, son caractère exceptionnel de par son nombre d'événements,$\sim$ 140 en 9 jours, pourrait laisser penser à une origine magmatique. Les 3 autres essaims sont générés entre 1989 et 2004 dans la même zone ($\sim 50°N$), au niveau d'un segment montrant une MBA négative en son centre. La MBA est interprétée comme une variation d'épaisseur de la croûte ou une variation dans les densités de la croûte et/ou du manteau. Elle peut être reliée à la structure du manteau. Ainsi, une MBA négative peut être associée à la remontée de l'asthénosphère ou à la présence de matériel moins dense et plus chaud. La localisation d'événements dans des zones de MBA négative conforte l'hypothèse d'essaims liés à des processus magmatiques. Cet emplacement autour de 50°N est également le lieu de 3 crises enregistrées durant l'expérience SIRENA, dont deux d'entre elles classées comme magmatiques par Goslin et al. (2012), ce qui conforte la présence de processus magmatiques récurrents (table 5.1). De plus, la totalité de l'essaim 1 est générée en 4 jours. On remarque de même que la moitié des événements des essaims 3 et 4 ont eu lieu en moins de 4 et 3 jours respectivement, ce qui est compatible avec des durées de crises courtes pour les processus magmatiques.

- Section 2 (Maxwell FT-Kurchatov, Fig. 5.2) : 9 essaims ont été mis en évidence. Plusieurs d'entre eux ont été générés dans 3 mêmes zones. On retrouva ainsi les essaims n°10 et 11 le long du même segment ($\sim 45°N$) à quasiment 11 ans d'intervalle. Plus au sud ($\sim 42.5°N$), les essaims n°8 et 9 se sont produits à 4 ans d'intervalle. Puis un peu plus au sud ($\sim 41.3°N$), se trouvent les essaims n°7, 12 et 15 qui ont eu lieu entre 1968 et 2012 (à 36 et 8 ans d'intervalle). Tous ont un ΔMu inférieur à 0.5 et sont localisés à proximité d'une MBA plus négative, notamment les 3 essaims n°7, 12 et 15. Les essaims n°11, 12 et 13 détonnent par leur longue durée mais la majorité de leurs événements se

concentrent en moins de 3 jours, respectivement 8 événements en 2 jours, 6 en 1 jour et 9 en 1 jour. De même, 9 événements en 2 jours puis 8 en un jour ont été générés lors de l'essaim n°15. Il est important de noter que deux valeurs $\epsilon \sim -0.44 \& -0.41$ ont été calculées pour deux événements de l'essaim n°15, indiquant le caractère non double-couple de ces essaims (table 5.1). Ceci conforte donc l'idée que cet essaim est associé à des processus magmatiques. De plus, les essaims n°10, 11, 12, 15 sont situés dans les mêmes zones, ou à proximité pour l'essaim n°14, que des crises magmatiques relevées par Goslin et al. (2012) (table 5.1). Le segment où sont situés les essaims n°10, 11, comporte une vallée axiale interne fortement magmatique (Searle et al., 2010). Toutes ces observations suggèrent que les essaims de la section 2 peuvent être considérés comme d'origine magmatique.

- **Section 3 (sud des Açores à Oceanographer FT) :** les deux essaims identifiés sont produits lors des crises majeures de Lucky Strike (Dziak et al., 2004b; Simao, 2009) et North FAMOUS (Giusti et al., 2018). Ils se sont produits à 9 ans d'intervalle et sur des segments voisins. Leur distribution spatiale coïncide avec des zones de MBA négative. Ils sont décrits comme tectono-magmatiques. La faible valeur obtenue pour leur ΔMu (ΔMu =0.15) confortent également une origine magmatique. Les événements télésismiques, dans leur totalité pour l'essaim North FAMOUS et dans leur grande majorité pour l'essaim de Lucky Strike, se sont produits en seulement deux jours.

- **Section 4 (Oceanographer FT-Hayes FT, Fig. 5.3) :** un seul essaim a été mis en évidence le long du segment OH2. La moitié des événements ont eu lieu en 4 jours. Le ΔMu obtenu est faible (ΔMu=0.15). La distribution spatiale de la crise concorde avec la zone de MBA la plus négative du segment. Cependant les 3 mécanismes au foyer obtenus montrent des mécanismes de compression peu communs dans les zones de dorsales océaniques mais compatibles avec une activité magmatique (Kong et al., 1992; Waldhauser and Tolstoy, 2011; White et al., 2011).

- **Section 5 (Hayes FT-Atlantis FT, Fig. 5.3)** : comporte 3 essaims ayant eu lieu avec un an d'intervalle et localisés sur des segments adjacents. La quasi totalité des événements des essaims n°19, 21 et 20 sont répartis respectivement sur 1, 5 et 3 jours. Pour l'essaim n°21 se produisant juste au nord de l'essaim n°20, une valeur $\epsilon \sim -0.42$ a été obtenue pour l'un des 5 événements décrits par le tenseur des moments. Cette valeur conforte l'idée de processus magmatiques à l'origine de l'essaim n°20. Cependant, le ΔMu calculé pour l'essaim 20 est intermédiaire (ΔMu=0.62) mais reste inférieur à 1. Les essaims n°20 et 21 correspondent à deux crises hydroacoustiques d'envergure, enregistrées par le réseau d'hydrophone HM12-14 (table 5.1) et seront étudiées plus en détail par la suite (section 5.2.2). De plus, d'autres crises hydroacoustiques mises en évidence dans cette zone montrent le caractère sismique actif de ces segments.

- Section 6 (Atlantis FT-Kane FT, Fig. 5.4) : sur les 8 essaims révélés le long de cette section, seul le numéro 25 affiche un ΔMu proche de 1 mais une valeur $\epsilon \sim -0.47$ a été obtenue pour l'un des 8 événements ayant un tenseur des moments. De plus, 22 séismes sur 28 ont été produits en 2 jours. De même, les 7 autres essaims ont également la quasi totalité de leurs événements générés en moins de 2 jours. Tous sont situés dans la partie nord de la section le long de segments avec une MBA négative en leur centre. On peut observer de nouveau des zones soumises à plusieurs essaims. Les essaims n°27 et 28 ont eu lieu sur le même segment ($\sim 28.4°N$) à 3 ans d'intervalle. Plus au sud, 3 essaims (23, 24 et 29) se sont produits entre $\sim 26.6°N$ et $\sim 26.8°N$ en 24 ans. Des crises hydroacoustiques ont été générés à proximité de ces segments soulignant leur activité (table 5.1).

- Section 7 (Kane FT-Fifteen Twenty FT, Fig. 5.4) : 5 essaims dont 2 avec des erreurs associées particulièrement importante et un ΔMu élevé sont mis en évidence. Ainsi, ils ne seront pas pris en compte. Il s'agit des essaims n°30 et 33. Les 3 essaims restants ont un ΔMu inférieur à 0.5 et sont localisés au niveau de segments affichant une MBA négative en leur centre. L'essaim n°32 se démarque par sa durée mais sur les 10 événements associés, 8 ont été générés en 2 jours. On peut noter la présence de deux crises hydroacoustiques à proximité de l'essaim n°34 (table 5.1) suggérant un segment relativement actif. Cependant ces crises n'ayant pas été étudiées dans le détail, aucun processus ne peut être associé.

Ainsi sur les 34 essaims détectés, 4 ne reflètent certainement pas une origine magmatique (les n° 5, 6, 30 et 33). Les essaims n°5 et 6, par leur localisation sur la faille transformante nord de Charlie-Gibbs et un ΔMu ~ 1.85 pour l'essaim n°6, se différencient des autres essaims. L'essaim n°33 n'est pas pris en compte au vu de sa localisation peu contrainte. De même, l'essaim n°30 a de très fortes erreurs associées ainsi qu'un ΔMu ~ 1.23. Ils sont donc écartés des groupes de séquences à plus de 7 événements et intégrés dans les séquences de types "séquences". Les 30 essaims restant sont supposés refléter des événements liés à des processus magmatiques. Tous ont un ΔMu < 1 et plus de la moitié de leur événements sont générés en quelques jours, majoritairement sur 2 jours. Plus de 80% sont situés le long des centres de segments comportant une MBA très négative.

De plus, une certaine récurrence des essaims (jusqu'à 3 essaims) est observée à l'échelle de certains segments, comme relevé dans les sections 1, 2a et 2b, et 6. Dans d'autres cas, les essaims ont lieu à proximité, comme pour les sections 3, 5 et 6 (table 5.1, Figs. 5.2-5.4). A plus grande échelle, celle du supersegment, on peut également remarquer des zones regroupant les essaims détectés et d'autres en étant dépourvues. En effet, les essaims détectés dans les sections 3 à 5 ne sont localisés que dans les zones centrales des supersegments. De même, les parties sud et nord respectivement des sections 6 et 7 ne sont associées à aucun essaim

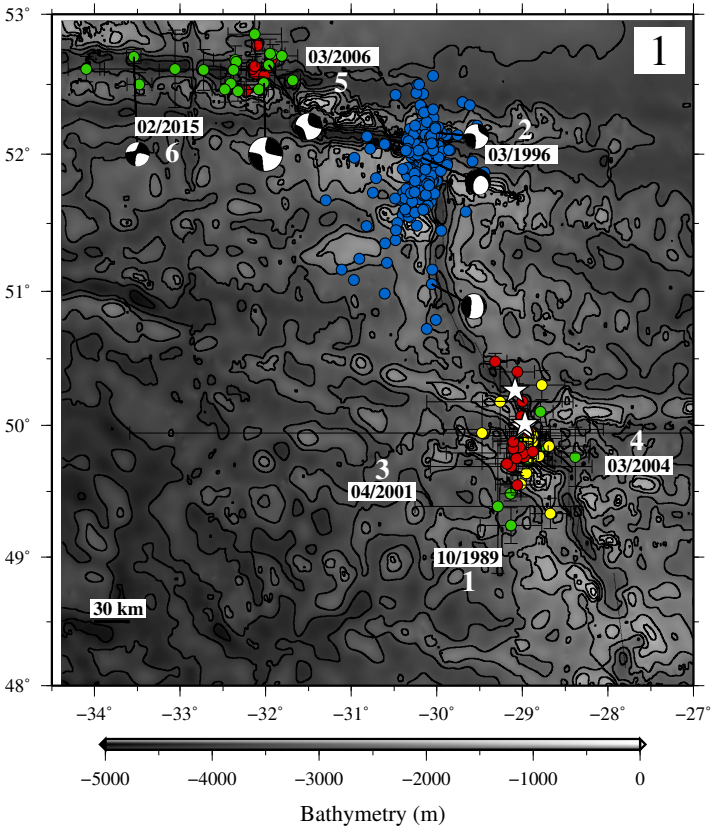
télésismique. Ce constat est basé sur 50 ans de données télésismiques. Leur répartition le long de la dorsale par rapport aux valeurs de MBA est étudiée. Au sud des Açores, les segments les plus chauds, dans la classification de Thibaud et al. (1998), ne sont associés à aucun essaim. Il s'agit du segment PO8 pour la section 3, OH1 pour la section 2, HA1 pour la section 4, KA12 pour la section 6, TAMMAR et K10 pour la section 7. Cela s'explique par le faible nombre d'événements télésismiques présents sur ces segments sur 50 ans de données (cf. chapitre 4), de par leur régime thermique ne favorisant pas les événements liés à des déformations cassantes. Dans le cas de la section 1, les essaims n'ont pas lieu au niveau de la MBA la plus négative du supersegment située juste au nord de la faille transformante de Maxwell. A l'inverse, dans la section 2, on peut observer deux comportements différents. En effet, les sections 2a et 2b recouvrent une zone équivalente (en termes de distance) mais la section 2b comprend deux fois plus d'essaims et correspond à la zone où la MBA est la plus négative, de par sa proximité avec le point chaud des Açores. Outre la présence des segments les plus chauds vue précédemment, les essaims des sections 5-7 sont réparties dans les zones des supersegments où les valeurs de MBA sont les plus négatives et les anomalies *bull's eyes* des segments sont visibles.

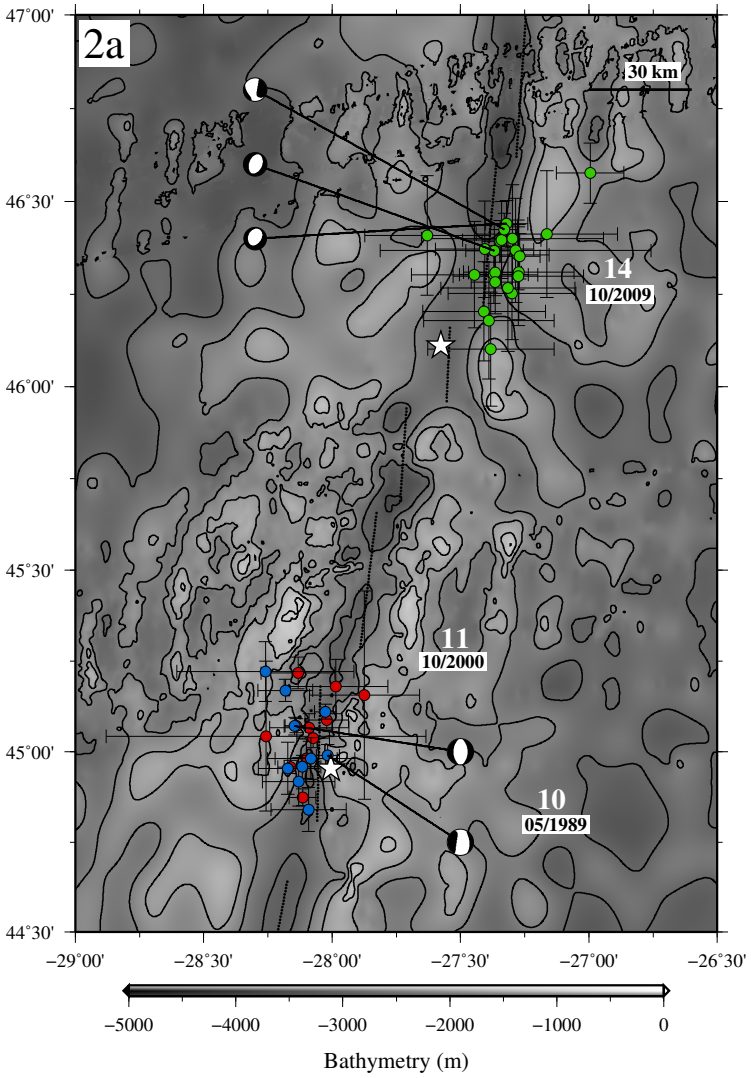
Ces observations sur 50 ans de données pourraient refléter des zones plus propices à l'occurrence d'essaims tectono-magmatiques, et d'autres moins sujettes à ce type d'épisodes. Des paramètres tels que le mode d'accrétion et l'influence du point chaud seront discutés par la suite, de même que la recherche d'une cyclicité dans l'occurrence de ces essaims (cf. section 5.3).

TABLE 5.1 – Essaims télésismiques détectés par la méthode *Single Link Cluster* le long de la DMA Nord entre 1964 et 2015. Les essaims également identifiés par Bergman and Solomon (1990) sont pourvus d'un astérisque. La latitude et longitude correspondent à l'emplacement moyen de l'essaim. Pour les événements avec une solution GCMT, la valeur ϵ est indiquée quand proche de ± 0.4 reflétant une forte composante CLVD. Une croix dans la colonne NM signale les essaims considérés comme non magmatiques.
Teleseismic swarms detected by a Single Link Cluster analysis, along the northern DMA between 1964 and 2015. Swarms as well identified by Bergman and Solomon (1990) are marked with an asterisk. Latitude and longitude correspond to the mean location of the swarm. For the events with a GCMT solution, the value ϵ is indicated when close to ± 0.4 reflecting a strong CLVD component. A cross in NM column highlights the swarms considered as non-magmatic

Section	Num.\Lat. ;Long.	Début (Durée j.)	Nb. evts. (GCMT & $\epsilon \sim \pm 0.4$)	Mu_{max1}	ΔMu	NM	Crises AUHs
Ch.G.-Max	5\ 52.6°N ;32°W	05/03/2006 (67)	8 (0)	4.54	0.15		
	6\ 52.6°N ;32.5°W	13/02/2015 (55)	19 (3)	7.46	**1.85**	X	
	2\ 51.9°N ;30.2°W	13/03/1996 (201)	199 (3)	5.46	**0.62**	X	
	4\ 49.8°N ;28.9°W	29/03/2004 (39)	21 (0)	4.69	0.31		C11, C12, C13 (Goslin et al., 2012)
	1\ 49.8°N ;28.9°W	10/10/1989 (4)	11 (0)	4.69	0.31		C11, C12, C13 (Goslin et al., 2012)
	3\ 49.9°N ;29.1°W	08/04/2001 (31)	15 (0)	3.92	0.31		C11, C12, C13 (Goslin et al., 2012)
Max-Kurch	14\ 46.3°N ;27.3°W	03/10/2009 (11)	24 (3)	5.31	0.31		prox. C8 (Goslin et al., 2012)
	11\ 45.1°N ;28.1°W	17/10/2000 (97)	11 (0)	5.15	0.15		C7 (Goslin et al., 2012)
	10\ 45°N ;28.1°W	02/05/1989 (2)	10 (2)	5.62	0.31		C7 (Goslin et al., 2012)
	9\ 42.6°N ;29.4°W	10/09/1979* (2)	9 (0)	5	0.46		
	8\ 42.5°N ;29.4°W	07/04/1975* (16)	12 (/)	5.31	0.31		
	15\ 41.4°N ;29.3°W	17/06/2012 (11)	19 (9 & $\epsilon \sim -0.44, -0.41$)	5.15	0.46		prox. C1, C2 (Goslin et al., 2012)
	12\ 41.4°N ;29.3°W	22/12/2004 (65)	8 (0)	4.38	0.15		prox. C1, C2 (Goslin et al., 2012)
	7\ 41.2°N ;29.4°W	20/01/1968* (3)	18 (/)	4.85	0.31		
	13\ 40.4°N ;29.4°W	15/01/2008 (40)	10 (3)	5.31	0.15		
MG-Oc	16\ 37.4°N ;32.3°W	16/03/2001 (36)	40 (1)	4.69	0.15		= Lucky Strike (Dziak et al., 2004b)
	17\ 37°N ;32.9°W	13/08/2010 (2)	30 (4 & $\epsilon \sim -0.42$)	5.62	0.15		= North FAMOUS (Giusti et al., 2018)
Oc-Hay	18\ 34.3°N ;37.1°W	21/12/1996 (74)	40 (3)	5.46	0.15		

Section	Num.\Loc.	Début (Durée j.)	Nb. evts. (GCMT & $\epsilon \sim \pm 0.4$)	Mu_{max1}	ΔMu	NM	Crises AUHs
Hay-Atl	19\ 32.6°N ;39.9°W	24/12/2012 (59)	8 (3)	4.54	0.15		prox. S15 & M1j (section 5.2.1)
	21\32.2°N ;40.3°W	27/02/2014 (13)	22 (5 & $\epsilon \sim -0.4$)	5.15	0.31		= H2a (section 5.2.1)
							prox. S15 & M1j (section 5.2.1)
	20\ 31.8°N ;40.6°W	11/11/2013 (17)	17 (4)	5.46	**0.62**		= H2aS (section 5.2.1)
							prox. S3 (Simao et al., 2010)
							& S14 (section 5.2.1)
Atl-Ka	26\ 29.8°N ;42.8°W	12/02/2010 (2)	10 (0)	5.15	0.31		
	25\ 29.1°N ;43.1°W	23/04/2007 (8)	28 (8 & $\epsilon \sim -0.47$)	5.46	**0.77**		prox. S5 (Simao et al., 2010)
							prox. S13 (section 5.2.1)
	27\ 28.4°N ;43.7°W	11/03/2011 (6)	8 (0)	4.69	0.31		prox. S16, S19, S30 (section 5.2.1)
	28\ 28.4°N ;43.7°W	03/08/2015 (24)	13 (1)	5	0.15		prox. S16, S19, S30 (section 5.2.1)
	22\ 27.4°N ;44.3°W	15/05/1974* (11)	30 (/)	5.46	0.31		
	29\ 27°N ;44.4°W	22/08/2015 (6)	8 (4)	5.31	0.46		prox. S8 (Simao et al., 2010)
	23\ 26.8°N ;44.6°W	27/01/1991 (40)	27 (0)	5.31	0.15		prox. S8 (Simao et al., 2010)
	24\ 26.6°N ;44.6°W	01/03/2007 (17)	9 (4)	5.77	0.31		prox. S4 (Simao et al., 2010)
Ka-F.Tw	34\ 20.2°N ;45.6°W	27/09/2015 (2)	12 (6)	5.15	0.15		prox. S22, S29 (section 5.2.1)
	31\ 19.3°N ;46.1°W	10/07/1967 (4)	10 (/)	4.85	0.31		
	32\ 17.4°N ;46.5°W	19/07/2012 (79)	10 (1)	5.46	0.31		
	30\ 15.9°N ;46.6°W	02/06/1965 (3)	13 (/)	6.38	**1.23**	X	
	33\ 15.8°N ;46.7°W	05/07/2013 (69)	10 (0)	5.15	**0.77**	X	


1
03/2006
5
02/2015
6
2
03/1996
4
03/2004
3
04/2001
10/1989
1
30 km
53°
52°
51°
50°
49°
48°
−34°
−33°
−32°
−31°
−30°
−29°
−28°
−27°
−5000
−4000
−3000
−2000
−1000
0
Bathymetry (m)


2a
30 km
14
10/2009
11
10/2000
10
05/1989
47°00'
46°30'
46°00'
45°30'
45°00'
44°30'
−29°00'
−28°30'
−28°00'
−27°30'
−27°00'
−26°30'
−5000
−4000
−3000
−2000
−1000
0
Bathymetry (m)

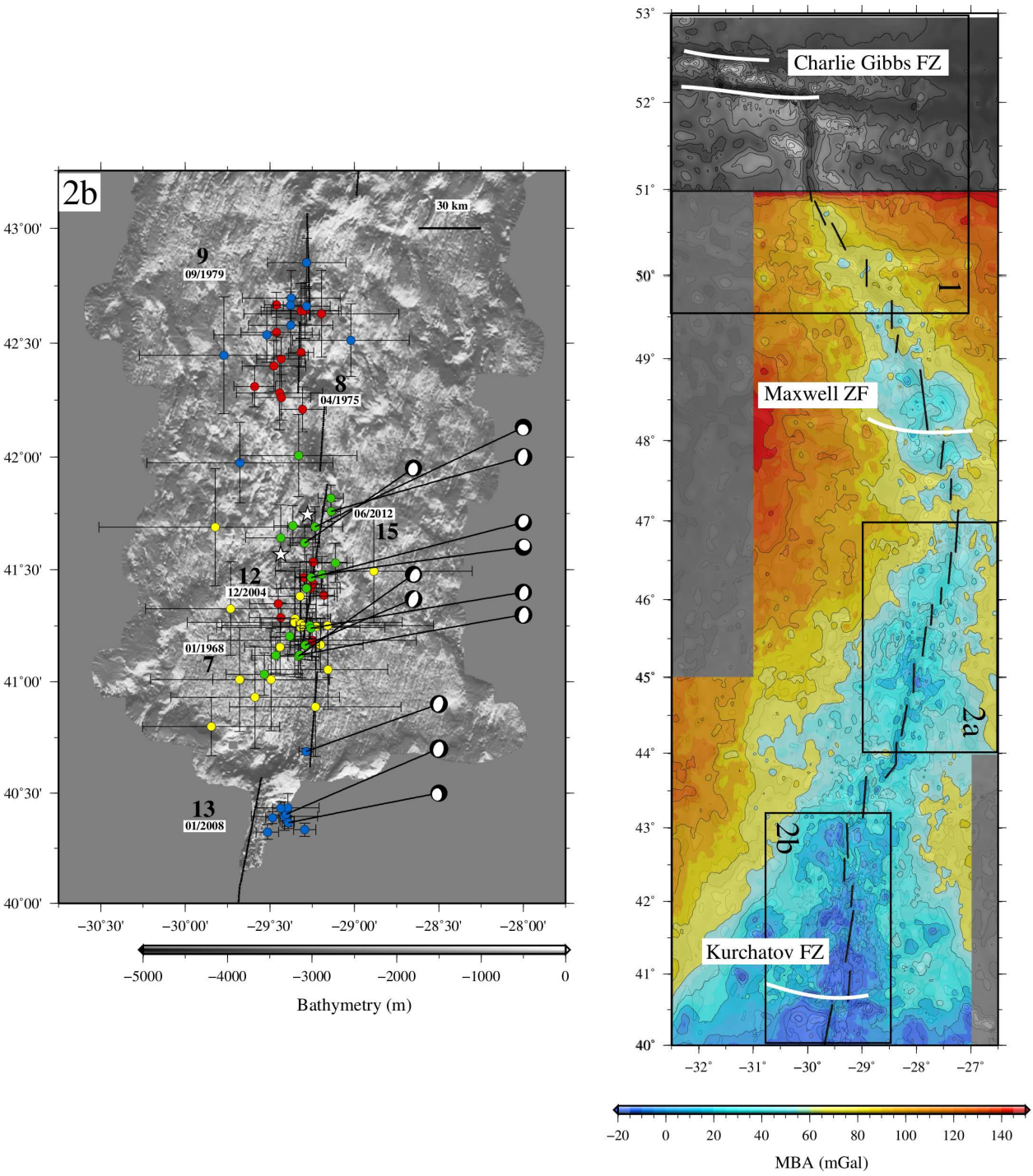
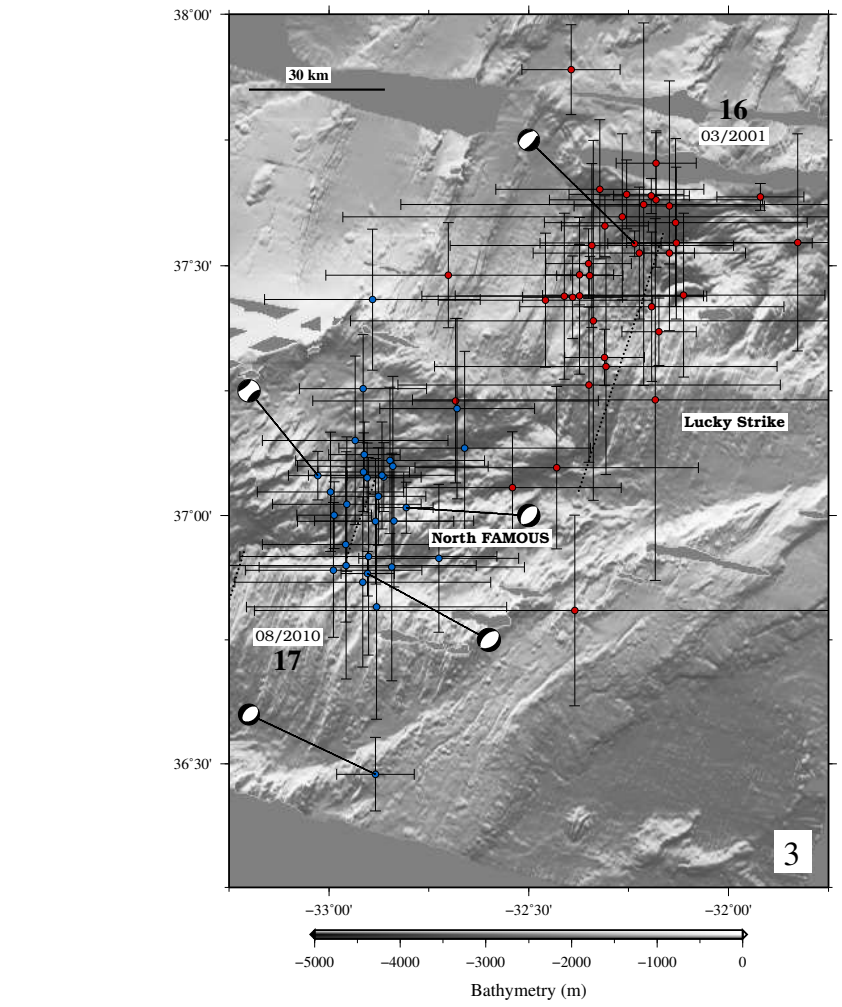
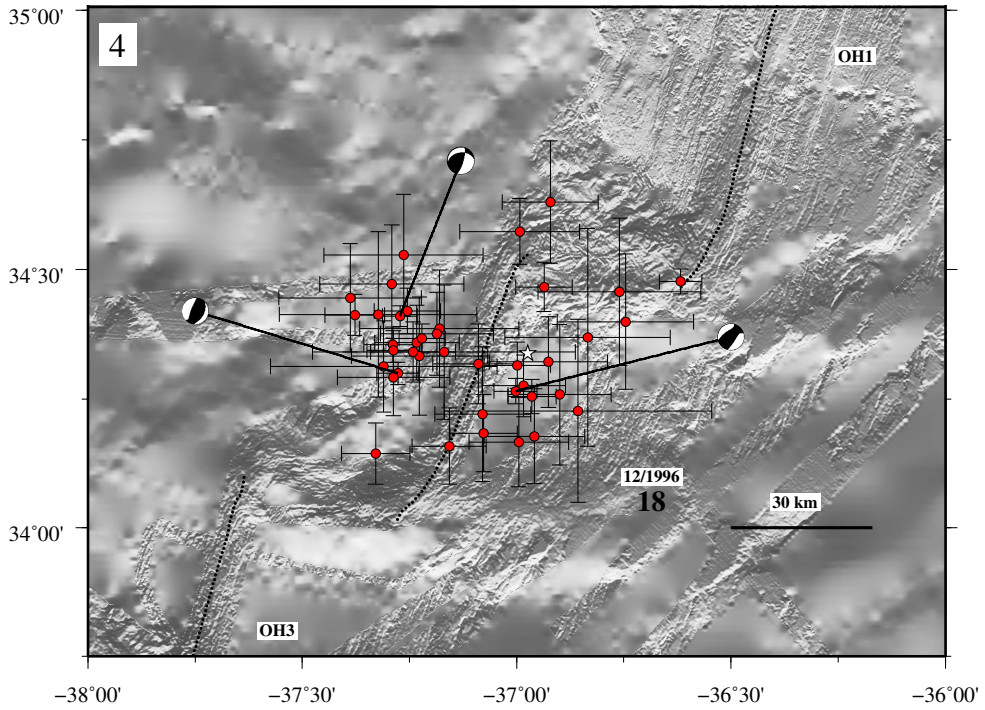


FIGURE 5.2 – Cartes de localisation des essaims avec au minimum 8 événements pour les sections 1 et 2 de la DMA Nord. Les couleurs différencient les événements des différents essaims. Les erreurs et mécanismes au foyer des événements sont indiqués. Les crises hydroacoustiques générées à proximité des essaims sont signalées par une étoile blanche. La carte de la MBA associée aux sections est également présentée.
Maps of the location of the swarms with at least 8 events for the sections 1 and 2 of the northern DMA. Colors distinguish the events of the different swarms. Errors and focal mechanisms of the events are indicated. Hydroacoustic crises generated in the vicinity of those swarms are highlighted with a white star. Map of the MBA of the sections is presented.


38°00'
37°30'
37°00'
36°30'
30 km
16
03/2001
Lucky Strike
North FAMOUS
08/2010
17
3
−33°00'
−32°30'
−32°00'
−5000
−4000
−3000
−2000
−1000
0
Bathymetry (m)


35°00'
34°30'
34°00'
4
OH1
12/1996
18
30 km
OH3
−38°00'
−37°30'
−37°00'
−36°30'
−36°00'

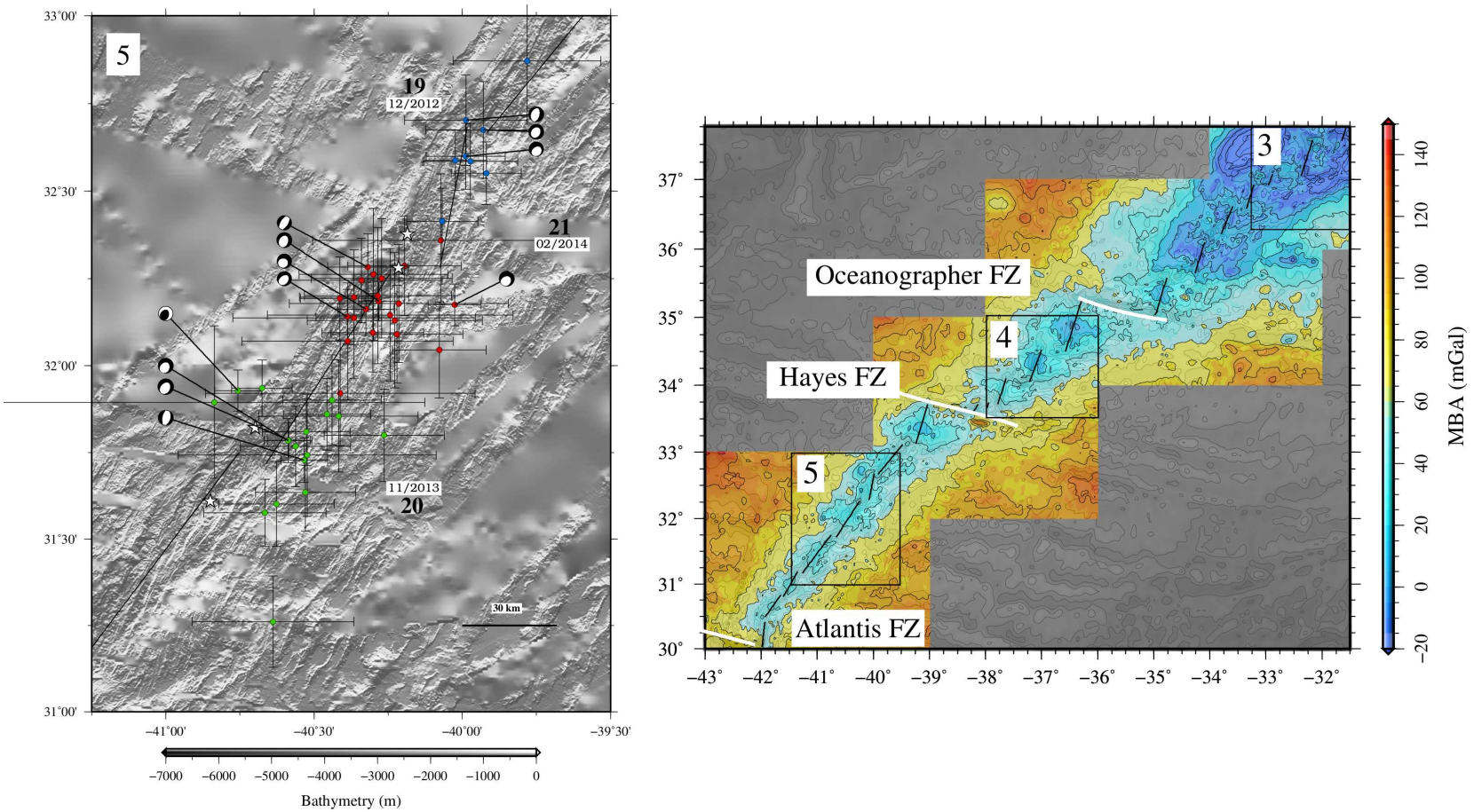


FIGURE 5.3 – Cartes de localisation des essaims avec au minimum 8 événements pour les sections 3 à 5 de la DMA Nord. Les couleurs différencient les événements des différents essaims. Les erreurs et mécanismes au foyer des événements sont indiqués. Les crises hydroacoustiques générées à proximité des essaims sont signalées par une étoile blanche. La carte de la MBA associée aux sections est également présentée.
Maps of the location of the swarms with at least 8 events for the sections 3 to 5 of the northern DMA. Colors distinguish the events of the different swarms. Errors and focal mechanisms of the events are indicated. Hydroacoustic crises generated in the vicinity of those swarms are highlighted with a white star. Map of the MBA of the sections is presented.

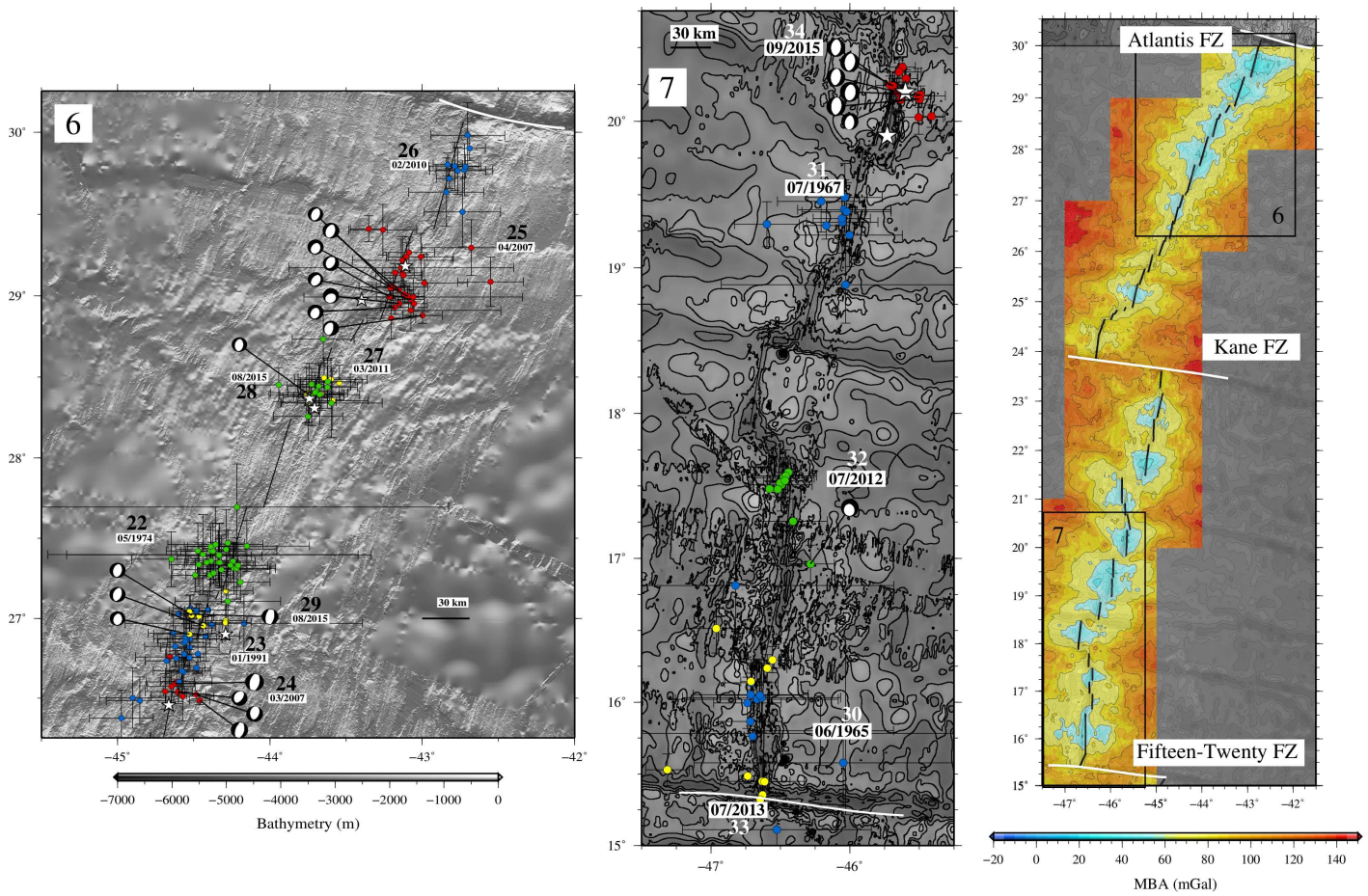


FIGURE 5.4 – Cartes de localisation des séquences avec au minimum 8 événements pour les sections 6 et 7 de la DMA Nord. Les couleurs différencient les événements des différents essaims. Les erreurs et mécanismes au foyer des événements sont indiqués. Les crises hydroacoustiques générées à proximité des essaims sont signalées par une étoile blanche. La carte de la MBA associée aux sections est également présentée.
Maps of the location of the swarms with at least 8 events for the sections 6 and 7 of the northern DMA. Colors distinguish the events of the different swarms. Errors and focal mechanisms of the events are indicated. Hydroacoustic crises generated in the vicinity of those swarms are highlighted with a white star. Map of the MBA of the sections is presented.

* Les données télésismiques sont de bons proxies pour les recherches d'essaims tectono-magmatiques, permettant une étude sur plusieurs années. Comme pour les dorsales ultra-lentes, on trouve une rupture dans la distribution du nombre d'événements par séquence pour celles comptant plus de 7 événements.
* Sur 50 ans, 34 essaims télésismiques ont été mis en évidence sur ∼4000 km le long de la DMA Nord dont 30 pourraient être associés à des processus tectono-magmatiques. Ce constat se base sur les valeurs du ΔMu < 1, la présence d'une composante CLVD pour les tenseurs de moments ainsi que leur localisation associée à des zones où la MBA est la plus négative.
* En termes de distribution spatio-temporelle, des zones concentrant des essaims sont mises en évidence. D'une part au niveau du supersegment, avec des sections dépourvues d'essaims sur 50 ans et d'autre part, au niveau du segment, avec jusqu'à 3 essaims localisés à proximité.
* On remarque également, que les segments les plus chauds, dans la classification de Thibaud et al. (1998), ne sont associés à aucun essaim sur ces 50 ans de données. Il s'agit en particulier des segments PO8, OH1, HA1, KA12, TAMMAR et K10. Leur régime thermique n'est pas propice à des événements de forte magnitude, comme le reflète le faible nombre de téléséismes ayant été enregistrés sur ces segments (cf. chapitre 4).
* Ces observations sur 50 ans suggèrent que l'occurrence des essaims pourrait être liée au type de segment et son alimentation magmatique propre, mais pourrait aussi être le reflet de processus à plus grande échelle (cf. section 5.3).

Répartition du nombre d'événements en fonction des 3 groupes par supersegment

La figure 5.5 représente la proportion d'événements pour chaque section et chaque groupe (événement individuel, séquence de 2-7 événements, essaim > 7 événements). Les diagrammes orangés sont établis avec les 34 essaims tandis que les 2 diagrammes bleutés supplémentaires pour les sections 1 et 7, sont réalisés en classant les 4 essaims d'origine probablement tectonique dans le groupe associé aux séquences. La proportion d'événements individuels varie peu d'une section à l'autre. Les sections 5 et 7 affichent la plus faible proportion d'événements générés par des essaims. Ces observations indiquent que les processus magmatiques à l'origine de forts essaims ne sont pas prépondérants dans l'activité sismique de ces sections. Ainsi, si la proportion de téléséismes associés à des essaims (processus magmatiques d'ampleur) est faible, on peut penser que la majorité des téléséismes restant reflète majoritairement des processus magmatiques de moindre ampleur et/ou des événements liés à des processus tectoniques.

Les sections à proximité du point chaud, à savoir les sections 2 et 3, ne sont pas celles montrant une activité sismique principalement liée à des essaims. En effet, la section 4, la plus petite en longueur (224 km), comprend la plus forte proportion d'événements liés à un seul

essaim. Cela suggère d'une part que cette section est peu sujette à des événements ayant une magnitude suffisante pour être enregistrés par les stations terrestres et d'autre part, que la majorité de ces événements est d'ordre exceptionnelle (quelques jours sur 50 ans), et qu'ils sont liés à du magmatisme. Dans une moindre mesure, les sections restantes (1, 2, 3 et 6) présentent près d'un quart de l'activité sismique associée à des essaims.

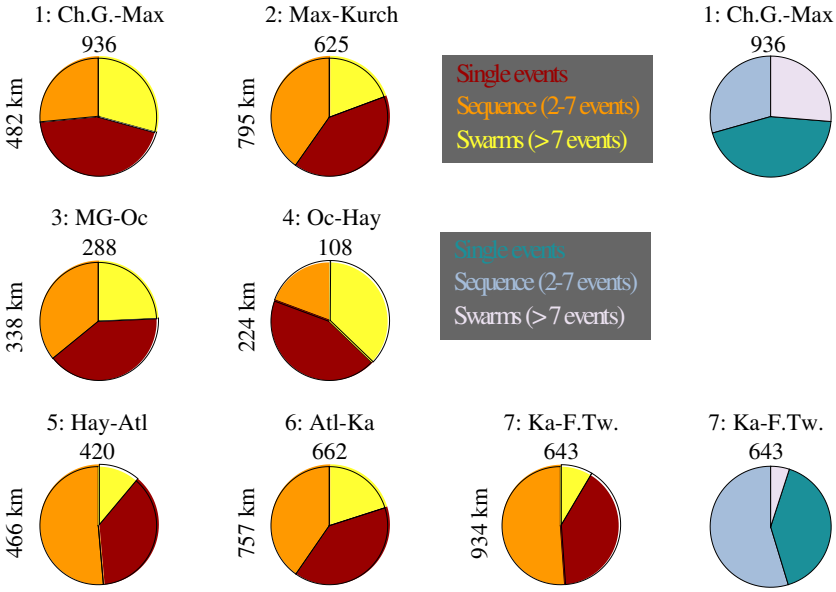


FIGURE 5.5 – Diagramme de la proportion d'événements simples, associés à une séquence, ou un swarm pour chaque supersegment. Le nombre d'événements analysé pour chaque supersegment est indiqué. Les diagrammes orangés sont réalisés avec les 34 essaims tandis que les deux diagrammes bleutés supplémentaires pour la section 1 et 7 sont calculés respectivement sans les essaims 5, 6 et 30, 33.
Diagram of the proportion of single events, events in sequences and swarms in each supersegment. Number of events analysed for each supersegment is indicated. Orangy diagrams are realised with the 34 swarms whereas the two bluish diagrams are calculated for the section 1 and 7 without the swarms 5, 6 and 30, 33, respectively.

Moment sismique & durée des essaims

La figure 5.6a met en évidence les caractéristiques des 30 essaims, à savoir le nombre d'événements, la localisation, la durée de l'activité ainsi que la somme des moments sismiques (Tot_{Mo}) relâchés lors de chaque essaim. De même que pour l'analyse faite au niveau des dorsales lentes (Schlindwein, 2012), aucune relation ne semble lier les paramètres pour la DMA Nord. La totalité des moments sismiques produite lors de chaque essaim varie à l'intérieur d'une même section et ne dépend pas non plus de la durée de l'essaim, ni du nombre d'événements. De plus, l'essaim majeur de la section 1 avec ∼200 événements a un moment sismique total dans la moyenne observée ($\sim 5 * 10^{17}$Nm) et ne correspond pas à l'essaim ayant généré le relâchement sismique le plus fort (n°24, $\sim 9.7 * 10^{17}$Nm). La majorité de l'activité des 30 essaims se concentrant généralement sur les premiers jours, un deuxième test a été réa-

lisé (Fig. 5.6b) : La durée et le nombre d'événements de chaque essaim a été restreinte aux premiers jours (1 à 4 jours maximum) qui comprenaient au moins la moitié des événements. La variabilité des paramètres est toujours aussi marquée. Cependant, si un moment sismique équivalent peut refléter des processus équivalents, on peut comparer les valeurs du moment sismique total (Tot_{Mo}) pour les essaims récurrents (*i.e.* dans les mêmes zones) ou ayant lieu à proximité.

Ainsi, on remarque que les essaims générés aux mêmes endroits ou à proximité n'ont pas toujours un relâchement sismique total équivalent. Cette observation, a été constaté pour les 2 essaims récurrents à ∼26.8°N. Une différence frappante, entre l'essaim n°16 (Lucky Strike ; $\sim 1*10^{17}$Nm) et celui n°17 (North FAMOUS ; $\sim 7*10^{17}$Nm), est également relevée, bien qu'ils comportent quasiment le même nombre d'événements, et aient été généré sur 1 à 2 jours. On peut supposer que cet écart dans le moment sismique total des deux crises soit lié à des processus magmatiques différents. L'essaim de Lucky Strike de mars 2001 est associé au remplissage du réservoir de la chambre magmatique avec l'emplacement de dike, sans migration de l'activité sismique (Dziak et al., 2004b). Tandis que celui de North Famous d'août 2010 reflète la propagation latérale d'un dike (Giusti et al., 2018). Les segments se différencient également par leur régime thermique, avec la présence d'une chambre magmatique sous le segment Lucky Strike (Singh et al., 2006) qui suggère un environnement plus chaud et une température plus élevée pour les roches environnantes. Cela pourrait expliquer le moment sismique total plus faible pour la crise de Lucky Strike. A l'inverse, l'absence de chambre magmatique dans la zone North FAMOUS correspond à un contexte où la température des roches environnantes est moins élevée et plus proches d'une déformation cassante, pouvant expliquer le moment sismique plus important de la crise North FAMOUS.

Toutefois, une bonne équivalence est mise en évidence pour des groupes d'essaims. Dans la section 1, on obtient en effet une valeur du moment sismique total du même ordre de grandeur pour les 3 essaims situés à ∼49.8°N ($Tot_{Mo} < 10^{17}$Nm). Des valeurs similaires entre les 3 essaims à ∼41.4°N sont aussi calculées ($Tot_{Mo} < 10^{17}$Nm), même si l'un des essaims (n°15) se démarque par ses 9 événements avec une solution GCMT. Dans la section 6, les 2 essaims générés à ∼28.4°N ont aussi une bonne équivalence ($Tot_{Mo} < 10^{17}$Nm). De plus, certains essaims ne sont pas générés sur les mêmes zones mais à proximité, tels que ceux de la section 5. Parmi les 3 de cette section (n°19-21), les 2 essaims (n°20-21) recouvrant le même segment ont une valeur similaire ($Tot_{Mo} \sim 2.3*10^{17}$Nm) tandis que l'essaim n°19 a un Tot_{Mo} relativement plus faible ($\sim 8.5*10^{15}$Nm).

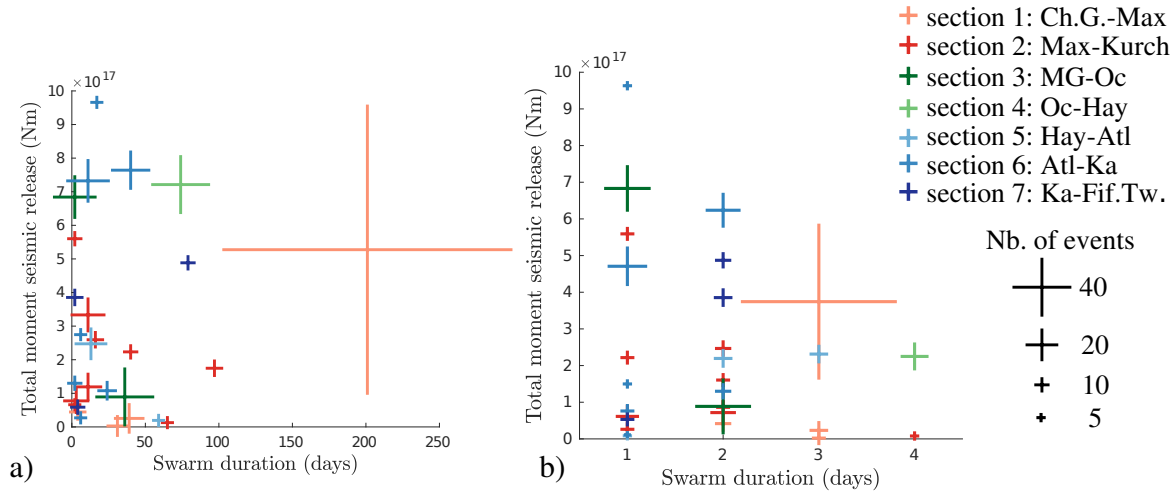


FIGURE 5.6 – Relâchement du moment sismique total en fonction de la durée de l'essaim télésismique. 7 couleurs différentes pour les 7 sections. Les tailles des croix varient selon le nombre d'événements propre à chacun des 30 essaims. a) sur toute la durée. b) sur les premiers jours durant lesquels au moins la moitié des événements sont générés.
Total seismic moment release depending on the swarms duration. 7 different colors for the 7 sections. Crosses sized vary according to the number of events specific to each of the 30 swarms. a) all the duration. b) the first days focusing at least half of the events generated.

* Tous les essaims génèrent au moins la moitié de leurs événements (4 à 40, à l'exception de l'essaim n°2 avec 100 événements) en 4 jours.
* Comme Schlindwein (2012), aucune relation ne semble lier les paramètres pour la DMA Nord.
* Cependant, la valeur du moment sismique total propre à chaque essaim peut être équivalent pour certains essaims générés dans la même zone, et pourrait suggérer des processus équivalents. A l'inverse, des valeurs différentes peuvent être également obtenues pour certains essaims récurrents ou situés à proximité, ce qui pourrait refléter des processus différents.

Cette analyse des essaims générés le long de la DMA Nord sur 50 ans met à nouveau en évidence la courte durée des essaims durant laquelle la majorité des événements ont lieu (4 jours maximum mais 2 jours en moyenne). En effet, on trouve respectivement que 13 essaims ont généré la moitié de leurs événements en 1 jour, 11 en 2 jours, 4 en 3 jours et 2 en 4 jours (Fig. 5.6b). L'activité rapide (moins d'une semaine) de même qu'un nombre d'événements généralement inférieur à 20 avait été également relevé par Bergman and Solomon (1990) et Schlindwein (2012).

Durant la période d'étude, des mêmes portions de dorsale ont été sujettes à des essaims, pouvant suggérer une certaine cyclicité des processus magmatiques de grande ampleur (cf. section 5.3). Ces zones où une activité récurrente sur 50 ans est révélée, ne sont pas toujours

caractérisées par des essaims avec une valeur analogue de Tot_{Mo}. Cette valeur dépend du processus magmatique contrôlant l'essaim, comme observé pour Lucky Strike et North FAMOUS. En comparant les 7 sections, on observe une différence dans la proportion des essaims par rapport aux événements individuels ou associés aux séquences. En effet, des sections, notamment la n°4, ont une activité sismique enregistrée par les stations terrestres fortement associée à des essaims probablement d'ordre magmatique, contrairement à d'autres sections telles que les n°5 et 7 (cf. section 5.3).

Ces observations long terme basées sur les données télésismiques apportent des informations à caractère temporel et à grande échelle sur les processus générant les essaims. Néanmoins, les erreurs associées aux événements télésismiques ne permettent pas de rechercher la présence ou non d'une migration des séismes durant un essaim, reflétant la propagation latérale de dikes dans la croûte océanique. Une étude de l'activité enregistrée par les réseaux d'hydrophones permettrait d'approfondir ces remarques et d'analyser l'activité de plus faible magnitude des segments de la ride. Les zones actives mises en évidence par les données télésismiques durant 50 ans sont elles également observées par les réseaux d'hydrophones sur moins d'une dizaine d'années ?

5.2 Caractérisation des crises hydroacoustiques

5.2.1 Présentation des crises hydroacoustiques

Les données hydroacoustiques issues des différentes campagnes permettent d'étendre les connaissances sur les types de processus d'accrétion associés à la zone MoMAR. La recherche de séquences dans les catalogues hydroacoustiques se fait par la méthode *Single Link Cluster*. Les critères requis pour définir une séquence sismique varient d'une étude à l'autre, le seuil du nombre d'événements minimum considéré allant de 15 (Goslin et al., 2012) à 40 (Simao et al., 2010). Pour cette analyse, une crise sismique est définie à partir de 20 événements. Au vu des difficultés pour obtenir des événements localisés avec 4 hydrophones, aucun critère sur le nombre d'instruments minimum n'a été appliqué. Lorsque la distribution spatiale des crises détectées était trop dispersée, une nouvelle localisation de l'ensemble des événements a été effectuée pour tenter d'améliorer leur localisation.

Afin de minimiser les erreurs de localisation associées aux événements, la recherche de séquences sismiques est limitée aux séismes situés à l'intérieur des réseaux d'hydrophones. Toutefois, une recherche à grande échelle a été effectuée de manière à révéler ou non l'occurrence de crises de grande ampleur à l'extérieur du réseau. Au total 34 séquences ont été enregistrées par les réseaux SA et SA-SI (S1-34), 10 par le réseau M1 (M1a-j), 5 par le réseau M2 (M2a-e), 2 par HM10-11 (H1a-b) et 7 par HM12-14 (H2a-f) (Fig. 5.7). A l'exception des deux séquences H2a et H2aS (plus de 400 événements), seules les séquences détectées dans la zone MoMAR sont analysées par la suite, soit 25 séquences (tables 5.2-5.6). Les séquences non-étudiées sont

répertoriées en annexe C2. Toutes les crises mises en place dans la zone MoMAR sont situées au niveau de l'axe ou dans les 30 km avoisinants. Les processus actifs d'accrétion océanique peuvent impacter la lithosphère jusqu'à 30 km de part et d'autre de l'axe par la réactivation ou la création de failles comme observé également par Smith et al. (2003), Simao et al. (2010) et Goslin et al. (2012).

Les 25 séquences sont regroupées en 5 groupes, selon leur rattachement à une structure morphologique ou leur localisation le long du segment. On distingue ainsi les crises dans les vallées axiales à proximité des zones néovolcaniques en centre de segment (table 5.3), sur les flancs de segments (table 5.4), au niveau des coins internes (*inside corner*) ou externes (*outside corner*) en extrémités de segments (table 5.5) et celles situées au niveau des discontinuités non transformantes ou des zones de relais entre les segments (table 5.6). Parmi les séquences étudiées, 4 crises font exception de par leur nombre élevé d'événements hydroacoustiques associés (> 100) et leur distribution spatiale étendue. Ces dernières, appelées crises d'envergure (table 5.2), sont traitées à part, et l'une d'elle à donné lieu à un article.

Les centres de segment sont généralement le lieu privilégié des processus magmatiques (emplacement de dikes/propagation en profondeur, remplissage de la chambre magmatique, épanchement magmatique...), tandis que les processus tectoniques occupent majoritairement les extrémités (Goslin et al., 2012). L'analyse de ces séquences a pour but de comparer les crises reliées à une même structure ou localisation afin de mettre en évidence la déformation le long des segments, des paramètres communs et des processus générant préférentiellement ces séismes. Des données bathymétriques et gravimétriques servent d'appui à l'interprétation de ces crises et permettent une corrélation avec le régime thermique sous-jacent. De plus, la correspondance ou non avec une MOL, loi de décroissance de type choc principal-répliques, procure un indice supplémentaire pour la détermination des processus à l'origine des crises sismiques à l'échelle des segments. Il en est de même pour l'observation de larges spectres de fréquence en fonction du temps (cf. chapitre 1), et le calcul des valeurs propres à partir du tenseur des moments (cf. section 5.1).

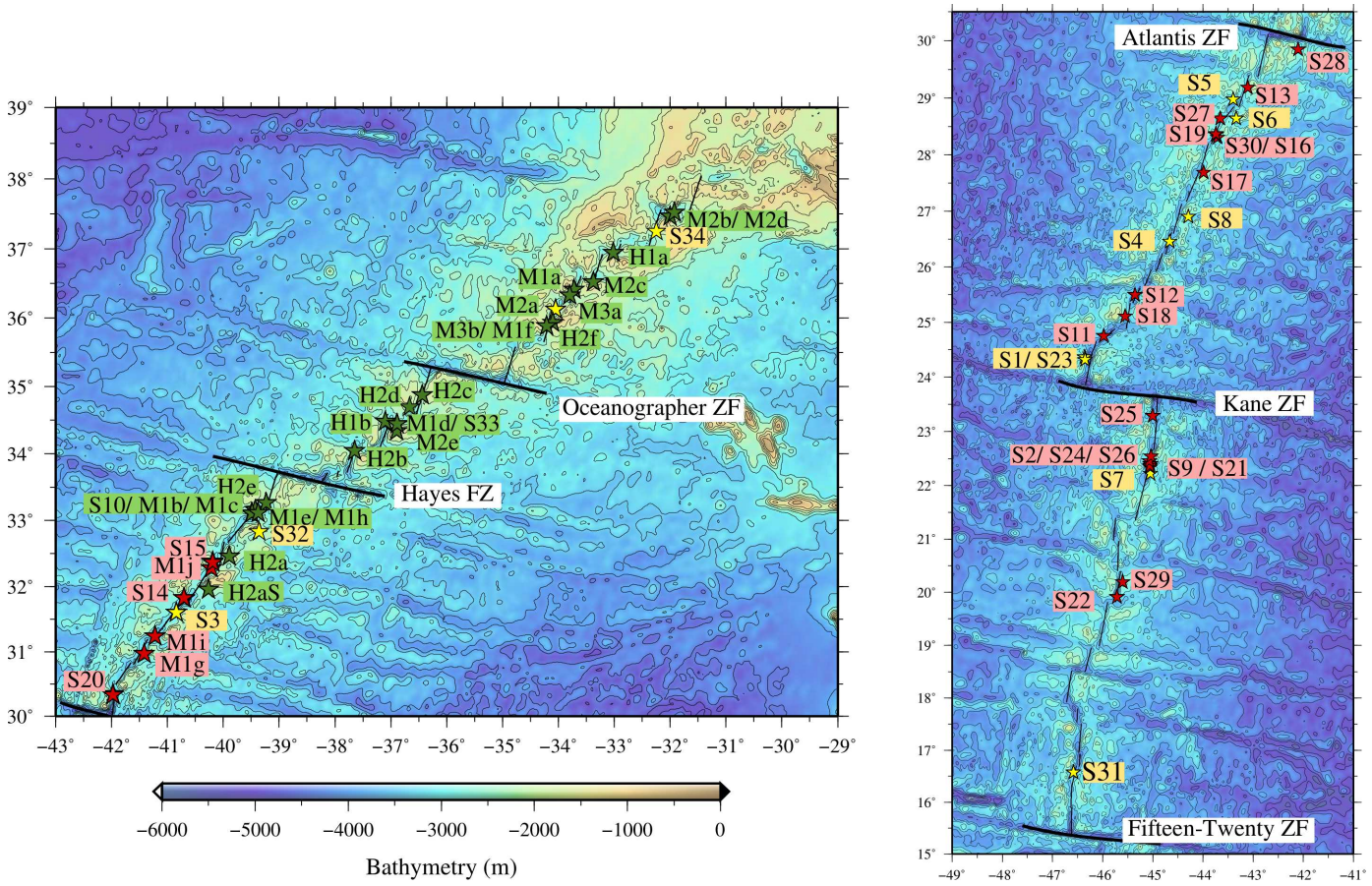


FIGURE 5.7 – Carte des séquences sismiques détectées par la méthode *Single Link Cluster*. Les couleurs différencient les : séquences analysées dans ce chapitre (vert), séquences déjà étudiées (Bohnenstiehl et al., 2003; Dziak et al., 2004b; Simao et al., 2010) (jaune) et celles non étudiées (en rouge).
Maps of the seismic clusters detected with a Single Link Cluster analysis. The colors distinguish the : clusters analysed in this chapter (green), clusters already studied (Bohnenstiehl et al., 2003; Dziak et al., 2004b; Simao et al., 2010) (yellow) and the clusters non studied (red).

5.2.2 Crises d'envergure

Il s'agit des séquences H1a, H2b, H2a et H2aS. Ces crises sont d'ampleur équivalente à celle de Lucky Strike (Dziak et al., 2004b) et également associées à des essaims télésismiques comprenant une vingtaine d'événements (cf. section 5.1), excepté H2b qui présente un unique ISC et deux fois moins d'événements. On appelle "crises d'envergure" ces 4 crises se démarquant des autres séquences par leur nombre d'événements hydroacoustiques, qui suggère des processus de grande ampleur en comparaison aux autres séquences. Elles ont un caractère exceptionnelle de par leur occurrence puisqu'elles représentent seulement 10% des crises détectées (5 sur 58 séquences en prenant en compte l'essaim de Lucky Strike étudié par Simao (2009) et Dziak et al. (2004b)).

TABLE 5.2 – Séquences détectées par la méthode *Single Link Cluster* dans les catalogues hydroacoustiques de l'Atlantique nord et étudiées dans ce chapitre. Pour les événements avec une solution GCMT, la valeur ϵ est indiquée quand proche de ± 0.4, reflétant une forte composante CLVD. La valeur SL_c est celle de la séquence (et non du réseau d'hydrophones), elle est définie avant de réaliser une MOL. MOL testée mais non satisfaisante (RND).
Clusters detected in the hydroacoustic catalogues of the northern Atlantic with a Single Link Cluster analysis and studied in this chapter. For the events with a GCMT solution, the value ϵ is indicated when close to ± 0.4 reflecting a strong CLVD component. The SL_c value is the one for the cluster (not the same that the SL_c of the AUHs array), this value is defined before realising a MOL. MOL tested but not adjusted (RND).

Id	Date Durée (j.)	Lat. (°N)	Long. (°W)	Loc.	Nb. evts. (≥4 AUHs)	ISC (GCMT & $\epsilon \sim \pm 0.4$)	SL_c (dB)	MOL
H1a	10/08/2010 29 Giusti et al. (2018)	36.948	33.015	North FAMOUS	496 (495)	30 (4 & $\epsilon \sim$-0.42)	210	p=2.3±0.3 [0.00016 ;20.7] A^2=1
H2b	21/04/2013 30	34.045	37.652	OH3	200 (0)	1 (1)	204	RND
H2a	27/02/2014 17	32.462	39.893	HA5	447 (0)	22 (5 & $\epsilon \sim$-0.4)	210	p=1.6±0.5 [0.001 ;10.4] N=85 ; A^2=0.4 cf. annexe C4
H2aS	6/11/2013 23	31.958	40.267	HA5	543 (0)	13 (3)	202	p=1.02±0.08 [0.002 ;16] N=215 ; A^2=0.4 cf. annexe C4

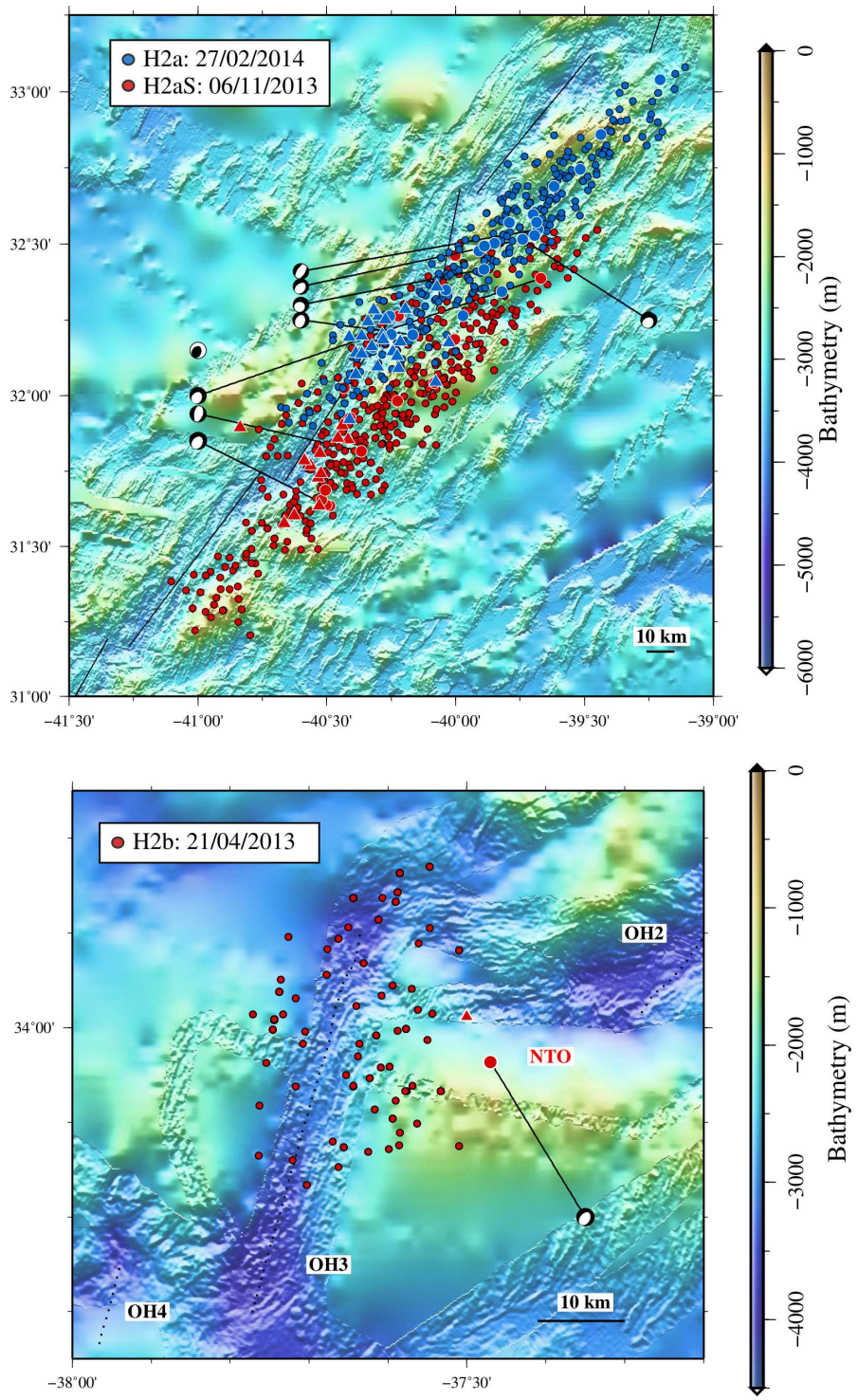
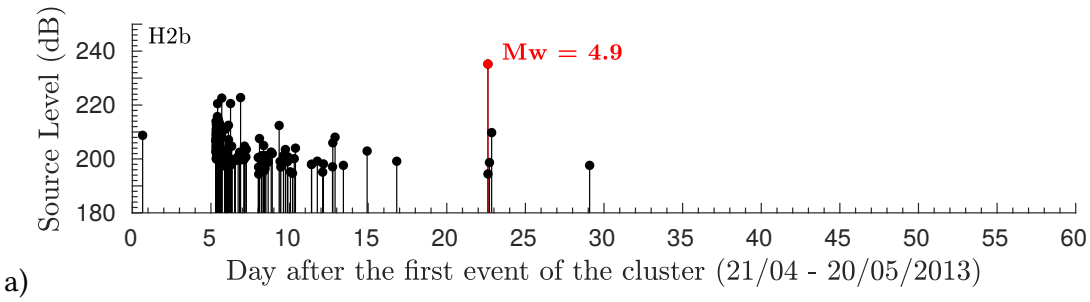
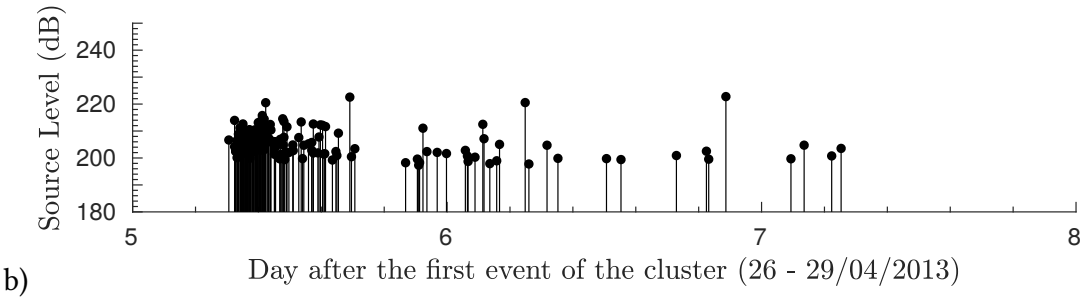


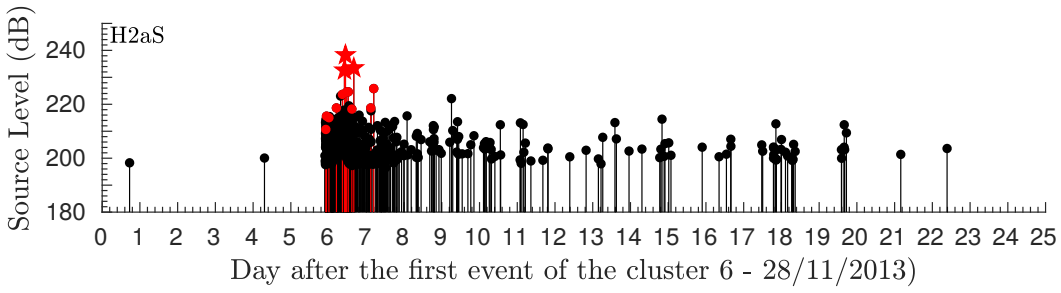
FIGURE 5.8 – Localisation des 3 séquences sismiques de type "crise d'envergure". Les événements hydroacoustiques (cercle) et télésismiques (triangle) sont représentés. La représentation du tenseur des moments GCMT (Ekström et al., 2012) est reliée à l'événement hydroacoustique correspondant. Bathymétrie d'après Ryan et al. (2009).
Location of the 3 clusters "major crise". The hydroacoustic (circle) and teleseismic (triangle) events are represented. The full moment tensor solution GCMT (Ekström et al., 2012) is linked to the corresponding hydroacoustic event. Bathymetry after Ryan et al. (2009).


H2b
Mw = 4.9
Source Level (dB)
240
220
200
180
0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60
Day after the first event of the cluster (21/04 - 20/05/2013)

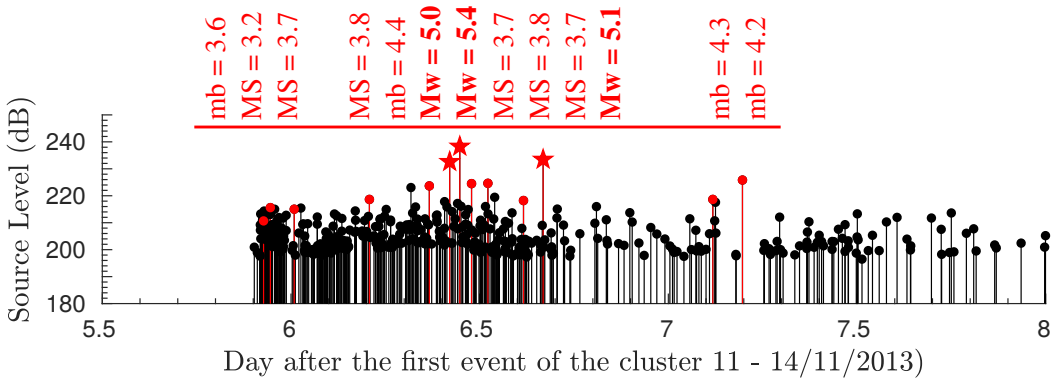
a)


Source Level (dB)
240
220
200
180
5 6 7 8
Day after the first event of the cluster (26 - 29/04/2013)

b)


H2aS
Source Level (dB)
240
220
200
180
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25
Day after the first event of the cluster 6 - 28/11/2013)

c)


mb = 3.6
MS = 3.2
MS = 3.7
MS = 3.8
mb = 4.4
Mw = 5.0
Mw = 5.4
MS = 3.7
MS = 3.8
MS = 3.7
Mw = 5.1
mb = 4.3
mb = 4.2
Source Level (dB)
240
220
200
180
5.5 6 6.5 7 7.5 8
Day after the first event of the cluster 11 - 14/11/2013)

d)

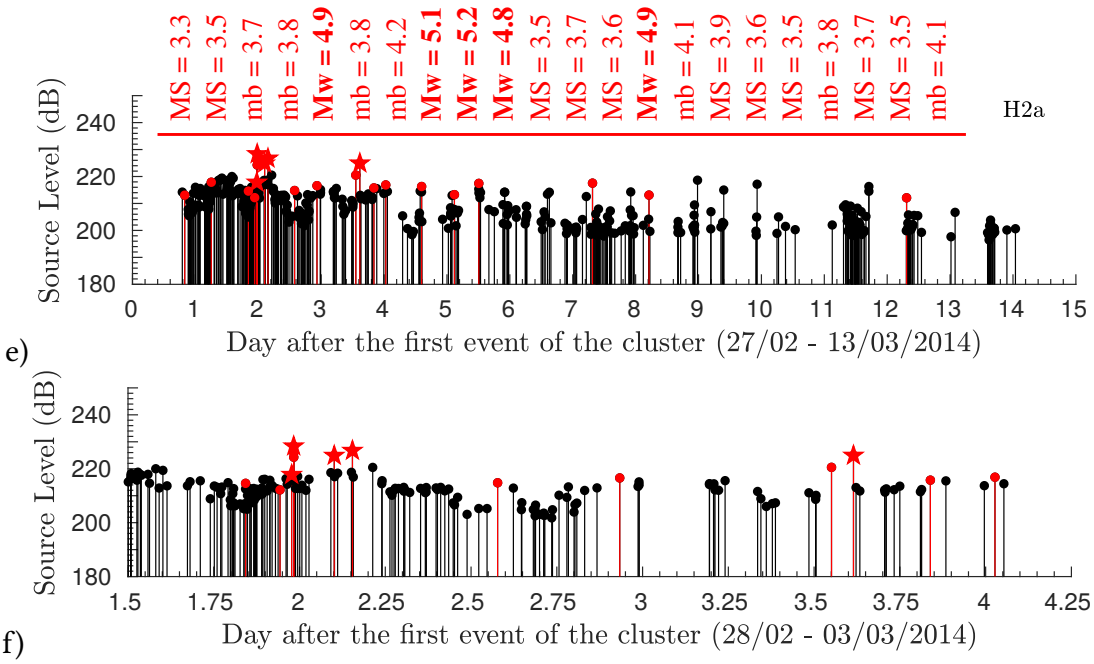


FIGURE 5.9 – Distribution temporelle des événements des séquences sismiques de type "crise d'envergure", en fonction du *Source Level* : a-b) Crise H2b & zoom c-d) Crise H2aS & zoom e-f) Crise H2a & zoom. Les événements détectés : uniquement par les AUHs (cercle noir), par les AUHs et les stations terrestres (cercle rouge) ; associés à un tenseur des moments (étoile rouge).
Source Level distribution versus time of the events of the clusters "major crises" : a-b) H2b crise & zoom c-d) H2aS crise & zoom e-f) H2a crise & zoom. The events detected by : only the AUHs (black dot), the AUHs and the land based stations (red dot) ; associated with a moment tensor (red star).

Intrusion de dike au niveau des segments North FAMOUS et FAMOUS

Le 13 août 2010, à $\sim$ 250 km au sud des Açores, eut lieu une activité exceptionelle avec plus de 700 événements sur 29 jours et 30 téléséismes ($3.6 \leq m_b \leq 5.3$) dont 4 associés à un mécanisme au foyer (3 mécanismes reflétant une extension et un non double-couple). Au niveau des segments North FAMOUS et FAMOUS, une distribution atypique a été mise en évidence avec une bande de sismicité s'étendant sur 70 km et traversant la NTO qui sépare les deux segments. Cette répartition a été interprété comme une propagation latérale de magma avec la présence dans les enregistrements de la signature acoustique de mouvement de magma. Ce travail fait l'objet de l'article ci-dessous.

Geophysical Journal International

Geophys. J. Int. (2018) **215,** 181–195
Advance Access publication 2018 June 20
GJI Marine geosciences and applied geophysics

doi: 10.1093/gji/ggy239

The August 2010 earthquake swarm at North FAMOUS–FAMOUS segments, Mid-Atlantic Ridge: geophysical evidence of dike intrusion

Marion Giusti,[1] Julie Perrot,[1] Robert P. Dziak,[2] Alexey Sukhovich[1] and Marcia Maia[1]

[1]*CNRS-Université de Bretagne Occidentale, Laboratoire Géosciences Océan, Institut Universitaire Européen de la Mer, Place Nicolas Copernic, Plouzane 29280, France. E-mail: marion.giusti@univ-brest.fr*
[2]*NOAA, Pacific Marine Environmental Laboratory Newport, OR 97365, USA*

Accepted 2018 June 19. Received 2018 May 24; in original form 2017 October 20

SUMMARY

In August 2010 a network of five hydrophones moored south of the Azores recorded an unusual earthquake swarm at the North FAMOUS and FAMOUS segments of the Mid-Atlantic Ridge (MAR). This earthquake swarm was comprised of >700 events, was focused off-axis and extended spatially >70 km across the Non-Transform Offset (NTO) separating the two segments. Acoustic waves of broad-band spectrum (1–80 Hz) were generated by the onset of the swarm for >20 hr. A total of 30 earthquakes from the swarm were detected teleseismically, four had Centroid Moment Tensor (CMT) solutions derived. The CMT solutions indicated three normal faulting events and one non-double-couple event. The spatio-temporal distribution of the seismicity and broad-band energy show evidence of two magma dike intrusions at the North FAMOUS segment, with one intrusion crossing the NTO also evidenced by fine resolution of low Mantle Bouguer Anomaly value. This may be the first intrusion event detected along the northern MAR since the Lucky Strike segment intrusion observed in 2001.

Key words: Atlantic Ocean; Acoustic properties; Mid-ocean ridge processes; Submarine tectonics and volcanism.

1 INTRODUCTION

Mid-Ocean Ridge (MOR) volcanic activity is a fundamental process for creation of new ocean crust, yet the dynamics of magma emplacement along the slow-spreading (∼25 mm yr^{-1}) northern Mid-Atlantic Ridge (MAR) is largely unknown. In general the MAR is characterized by a 1.5–3 km deep, 15–30 km wide axial rift valley with both transform fault and non-transform offsets. The rift valley commonly contains an axial ridge that is considered to be the predominant site of volcanic activity (Ballard & van Andel 1977). Based on the sizes of the volcanic ridges, large volumes of lava must be erupted on the valley floor (Smith & Cann 1993). Currently, however, we do not know how frequently magmatic events occur, whether there are spatial patterns in these events, or how they vary through time.

MOR volcanic activity has long been known to produce earthquake swarms of mostly low-magnitude earthquakes that are typically below the detection threshold of land-based seismic networks (m_b < 4.5; Bergman & Solomon 1990). The most effective method to observe deep-ocean MOR volcanism in real time is by the remote detection of seismicity associated with the intrusion of magma into brittle ocean crust. However, the relatively high detection thresholds of land-based seismic networks (M > 4) for the majority of the global MOR system (Bohnenstiehl *et al.* 2002), often result in an incomplete picture of the volcanic episodes or a failure to detect the episode altogether. During the last two decades, the value of hydroacoustic studies in monitoring MOR seismicity has been demonstrated through use of arrays of moored Autonomous Underwater Hydrophones (AUHs; e.g. Fox *et al.* 2001). Focused arrays of hydrophones were first used to monitor seismic activity along the slow-spreading MAR in 1999 (Smith *et al.* 2002; Simao *et al.* 2010; Goslin *et al.* 2012), with the goal of developing a better understanding of the tectono-magmatic mechanisms driving seafloor spreading at the MAR. More recently, the HYDROMOMAR project was initiated in 2010–2011 (HM10–11; Perrot 2010, 2011) to complement these previous arrays by deploying five hydrophones on the flanks of the MAR south of the Azores archipelago between 30°N and 40°N (—upper inset). All of the HYDROMOMAR AUHs are moored in the axis of the Sound Fixing and Ranging (SOFAR) channel (at the depth of ∼1000 m, Table 1). At the ocean crust/sea water interface, seismic waves are converted to low-frequency acoustic waves (<40 Hz), called Tertiary or T waves. These acoustic waves can propagate in the water-column over very large distances (≥1000 km) once they become trapped in the SOFAR channel.

In August 2010, a remarkable swarm of more than 700 earthquakes was recorded at the FAMOUS and North FAMOUS segments of the MAR, 350 km south of the Azores (Fig. 1). This area is well studied as it was the focus site of the French American Mid-Ocean Undersea Study (FAMOUS) project from 1971 to 1974

© The Author(s) 2018. Published by Oxford University Press on behalf of The Royal Astronomical Society.

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/215/1/181/5040764
by liseresources@glos.ac.uk user
on 29 August 2018

Table 1. Location of the hydrophones, bathymetric depth and mean depth of the SOFAR channel axis in August 2010 (data from Generalized Digital Environmental Model Variable Resolution, Teague *et al.* 1990). All the AUHs are moored at 1000 m from the ocean surface during the HM10–11 cruise.

AUH	Location (°N / °W)	Bathymetry (m)	SOFAR axis (m)
LS	37.080 / 31.920	2170	1500
M2	39.421 / 34.106	3670	1300
M6	37.593 / 38.360	3870	1400
M7	32.453 / 32.455	3520	1600
M8	36.250 / 29.331	3470	1600

(Heirtzler & Van Andel 1997). The recent seismic activity at the FAMOUS site was exceptional in its intensity and duration as compared to previous swarms detected hydroacoustically at the MAR. We suggest that the spatio-temporal distribution of the earthquake activity derived from the combined observation of the teleseismic and hydroacoustic events, as well as the presence of the long-duration, high-energy, broad-band acoustic energy at the swarm onset, are consistent with a magmatic intrusion event along the FAMOUS and North FAMOUS segments. Moreover, a high-resolution gravity model of the Non-Transform Offset's (NTO) density structure between these two segments indicates the presence of a low-density area within the earthquake cluster.

2 GEOLOGICAL SETTING

Part of the MAR is located in a ridge-hot spot interaction context with the proximity of the Azores hot spot. A long-wavelength influence is inferred from the along axis variation in axial depth (shallower topography and thicker crust than expected) and gravity (more negative Mantle Bouguer Anomaly (MBA) centred on the Azores Plateau; Thibaud *et al.* 1998; Goslin *et al.* 1999; Maia *et al.* 2007). Higher mantle temperature beneath the ridge axis and abundant melt production led to excess crust forming large oceanic plateaus (Princess Alice Bank and Jussieu Plateau; Cannat *et al.* 1999; Gente *et al.* 2003). The plume's influence is observed along the axis until the northern limit 43.67°N (Goslin *et al.* 1999; Maia *et al.* 2007) whereas its southern limit is still debated. Thibaud *et al.* (1998) suggest a plume influence until 26.5°N. However, variations in geology and ridge morphology in the segments south of 37.2°N discontinuity are noticed and characterized by well-developed axial valleys and outcrops of serpentinized peridotites (Escartin *et al.* 2001). These variations are attributed to a decrease in the thermal regime and/or in magma supply (Detrick *et al.* 1995). Segments north of 37.2°N (Lucky Strike, Menez Gwen segments) are known to be more robust with higher amounts of neovolcanism (Parson *et al.* 2000). This could place the southern limit of the Azores influence around this latitude pointing out a north/south asymmetry of the plume influence extended mainly southwards (Thibaud *et al.* 1998; Goslin *et al.* 1999; Yang *et al.* 2006; Maia *et al.* 2007).

The August 2010 earthquake swarm is spatially distributed on the historic North FAMOUS (20 km long) and FAMOUS (42 km long) segments of the MAR (Parson *et al.* 2000, Fig. 1). The FAMOUS site is renowned as the site of the first manned submersible investigation of the MOR, performed by the French submersible 'Archimede' in 1973 (Ballard *et al.* 1975). The objective of these *in situ* studies has been to define the tectonic and volcanic processes, and geologic structures, associated with genesis of new oceanic crust (e.g. Choukroune *et al.* 1978; Goud & Karson 1985; Macdonald 1977; Gracia *et al.* 2000; Parson *et al.* 2000).

Thibaud *et al.* (1998) described the FAMOUS segment as an 'intermediate segment' meaning that it has a highly variable axial morphology with a moderate, along-axis Mantle Bouguer Anomaly (ΔMBA). The North FAMOUS segment is 'colder', as exemplified by its wide and deep axial valley and smaller ΔMBA (Thibaud *et al.* 1998) as well as a well-developed axial volcanic ridge (Ballard *et al.* 1975). In contrast the FAMOUS segment does not have a clearly defined axial volcanic ridge (Ballard *et al.* 1975), instead the axial valley floor is composed of fresh pillow mounds and a zone of faulted volcanic constructs along the east valley (Parson *et al.* 2000). At the northern end of this segment, the ridge-axis faults tend to curve into the NTO that separates it from the North FAMOUS (Parson *et al.* 2000). The ridge outer walls are asymmetrical about the valley axis and the spreading rate is highly asymmetrical, 7 mm yr^{-1} to the west and 13.4 mm yr^{-1} to the east (Macdonald *et al.* 1977). Moreover, Gale *et al.* (2013) suggest that the FAMOUS segment lacks a centrally located, large magma chamber where volcanism is instead supplied by multiple small magma bodies along the length of the segments. The presence of several small magma bodies results in the ability of melts to deliver highly diverse magmas over short spatio-temporal scales.

The east–west NTO that separates the North FAMOUS and FAMOUS segments is a relatively young NTO (1.6 Ma, Parson *et al.* 2000), offsets the rift valleys of the segments by ∼20 km, and is ∼9 km wide and 2.9 km deep (Detrick *et al.* 1973). The transition between the NTO and the North FAMOUS segment is not clearly defined mainly because the northern and southern walls are structurally complex with E–W and N–S trending scarps (Detrick *et al.* 1973). The valley of the NTO is comprised of shallow faulted blocks extending from the segment's flanks, trending parallel to the ridge segments and cut by a WSW/ENE-trending strike-slip fault (Gracia *et al.* 2000). The small active zone of strike-slip faulting is 300–1000 m wide (Choukroune *et al.* 1978) and has been shown, using sonobuoys (Reid & Macdonald 1973) to be active at the microseismic level with roughly 10 events per day. Massive dolerite dikes have been found cutting the northern NTO block, whereas fossil Fe-Mn hydrothermal deposits have been noted on the southern section of the NTO (Choukroune *et al.* 1978). 10 submersible dives, covering a section of the north–central part of the NTO valley, discovered dike intrusions and pillow lavas and allowed structural interpretation of the median part of the NTO (Figs 2 and 6 from Choukroune *et al.* 1978).

3 GEOPHYSICAL DATA AND METHODS

3.1 The hydroacoustic experiment HM10–11

The HYDROMOMAR array was first deployed in 2010–2011 and is comprised of five hydrophones moorings located on the flanks of the MAR south of the Azores between 30°N and 40°N (—upper inset). The hydrophones continuously record acoustic pressure variation at a sampling rate of 240 Hz (1–120 Hz bandpass). The hydrophone array data is routinely analysed for *T*-wave earthquake arrivals by visual scans of the spectrograms. The analysis software SEAS (Fox *et al.* 2001) is then used to derive the *T*-waves source locations by selecting the arrival time of the maximum of the *T*-wave energy. Generally, the location of *T*-wave source corresponds to the earthquake epicentre but can differ since *T* waves are generated by scattering from a rough seafloor and thus the acoustic source area on the seafloor can cover an area of several km^2 (e.g. de Groot-Hedlin

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/215/1/181/5040764
by liseresources@glos.ac.uk user
on 29 August 2018

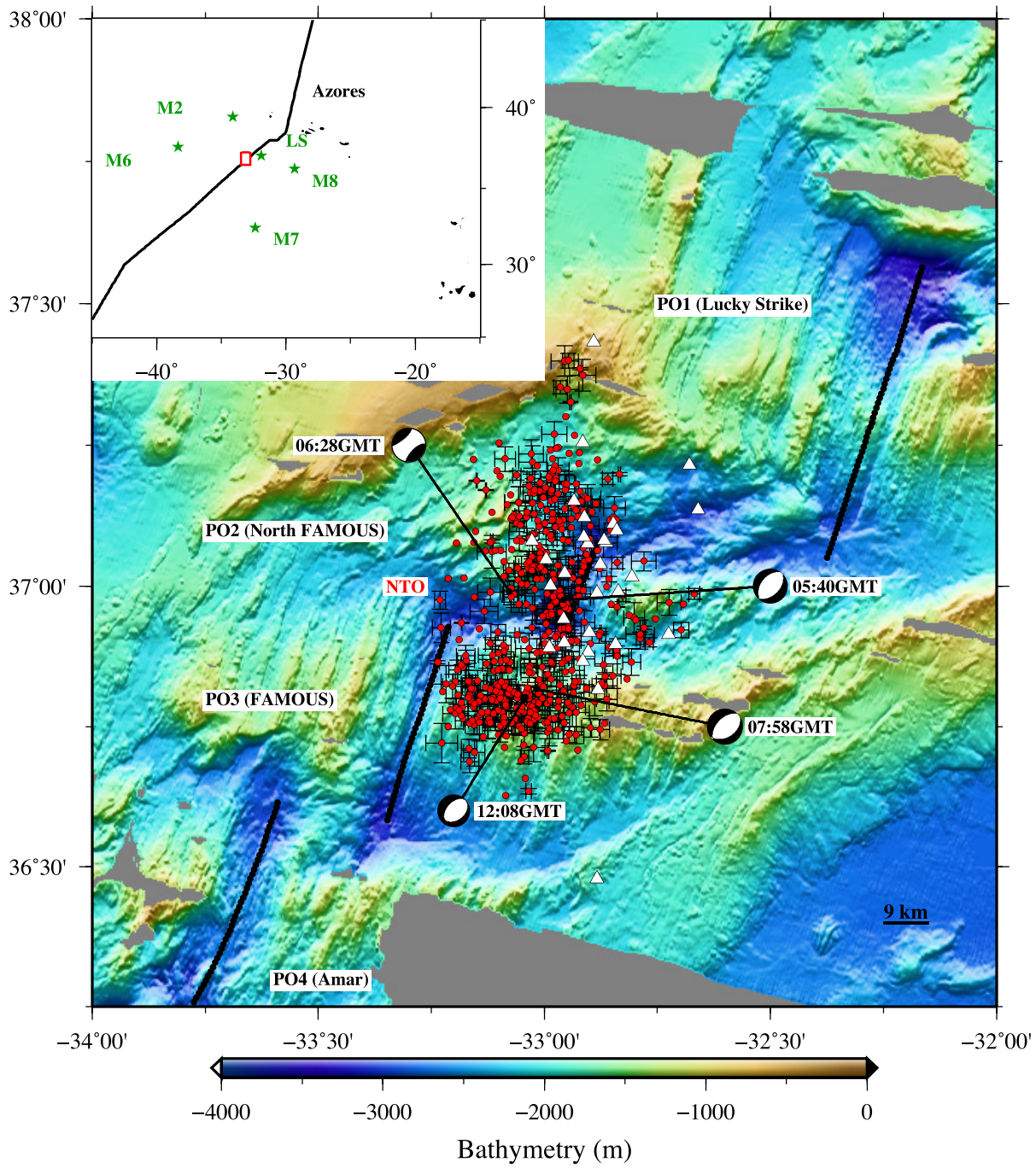


Figure 1. Upper inset shows the location of the HYDROBS-MOMAR 2010–2011 hydrophones (green stars) relative to the FAMOUS area (red rectangle). Bathymetric map (gridded bathymetry from multibeam bathymetric survey [Detrick *et al.* 1995; Cannat *et al.* 1999], pixel-resolution of 300 m) of the FAMOUS area segments (black axis) of the Mid-Atlantic Ridge. Hydroacoustic locations (red dots) of the August 2010 swarm (Single Link Cluster analysis) associated to their error bars showing the (2σ) location uncertainties (only for events $\geq$ 4 AUHS). Teleseismic epicentres (white triangles) from the ISC catalog and hydroacoustic epicentres of the four main shocks associated to their full moment tensor solution GCMT (Global Centroid Moment Tensor, Ekström *et al.* 2012).

& Orcutt 2001). At least three hydrophones are needed to determine an earthquake source location and an additional hydrophone is needed to calculate statistically meaningful location errors. The standard error for latitude, longitude and origin time is given by the output of the covariance matrix as modified by the mean-square residual (Fox *et al.* 2001). Within the HM10–11 array, 65 per cent of the events have an error in origin time lower than 2 s and 60 per cent have latitudinal and longitudinal errors less than 4 km (Fig. 2)

Hydroacoustic methods can often detect smaller magnitude earthquakes and derive epicentre locations with greater accuracy than land-based seismic stations (Pan & Dziewonski 2005). However, earthquake focal depth and source parameters (Fox *et al.* 1994) cannot yet be determined from the *T*-wave signal packet. The Source Level (SL, acoustic magnitude) corresponds to the measure of the earthquake size and is expressed in dB re 1 μPa @ 1 m (Fox *et al.* 2001). Its value is estimated from the Receiver Level (RL,

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/215/1/181/5040764
by liseresources@glos.ac.uk user
on 29 August 2018

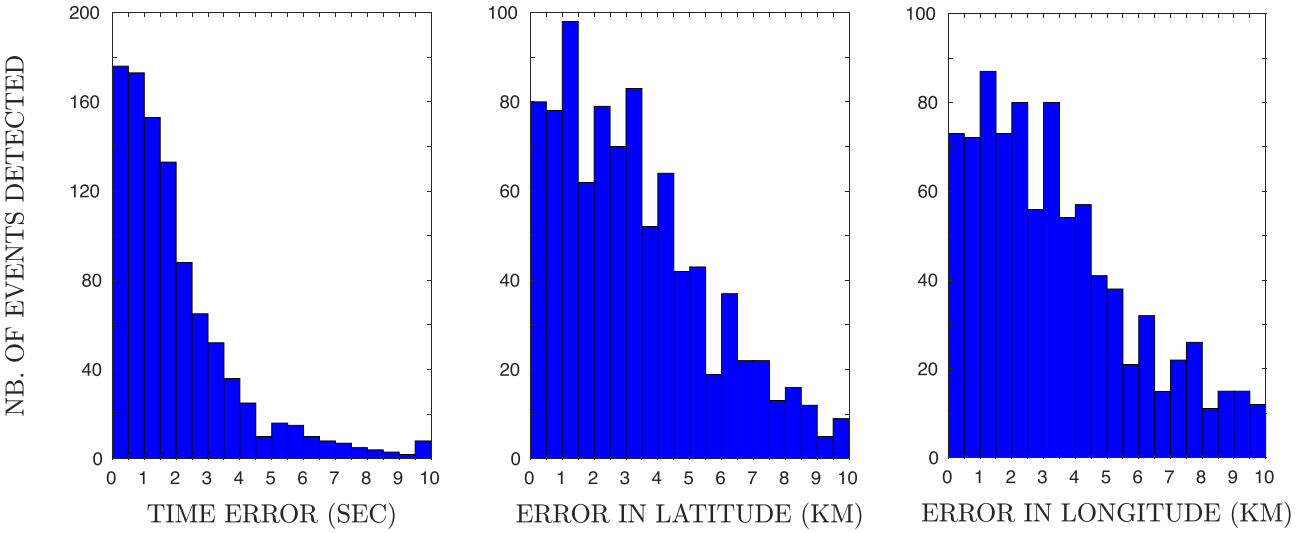


Figure 2. Histograms of the distribution of the errors (from left to right) in origin time, latitude and longitude of the event acoustic source location. The events occurred within the HM10–11 array and their locations were determined from the combined data of at least four AUHs.

expressed in dB re 1 μPa) of the *T*-phase signal packet recorded at the hydrophone, the sensitivity value of the hydrophone (instrumental response, IR in dB re 1 μPa) and the Transmission Loss (TL in dB re 1 m) along the acoustic wave propagation path:

$$\mathrm{SL} = \mathrm{RL} + \mathrm{TL}, \tag{1}$$

$$\text{where RL} = 20 \log_{10}\left(\frac{P}{P_0}\right) + \mathrm{IR} \text{ and}$$

$$\mathrm{TL} = 20 \log_{10}\frac{R_1}{R_0} + 10 \log_{10}\frac{R_2}{R_0}. \tag{2}$$

The RL is calculated by calculating the spectrum energy or power of the *T*-phase signal in the frequency domain, which is equivalent to get the root-mean-square in the time domain, and includes the IR as well. The components P and P_0 correspond to the recorded sound pressure and to the reference sound pressure in underwater acoustics (1 μPa), respectively. The TL is a sum of two terms representing the spherical and cylindrical spreading losses. Spherical spreading loss takes place during the propagation of the acoustic wave along the distance R_1 between the acoustic source at the seafloor and the SOFAR channel axis. The cylindrical loss is due to the propagation along the horizontal distance R_2 travelled by the acoustic wave within the SOFAR channel until it arrives to the receiver. Both losses are measured in dB units with respect to the reference distance R_0 of 1 m.

The Source Level of completeness ($\mathrm{SL_c}$) corresponds to the minimum SL for which the AUH catalog is regarded as complete. This detection threshold is obtained in the same way as for the magnitude of completeness (Bohnenstiehl *et al.* 2002) and is estimated using a frequency-size relationship variation of the Gutenberg–Richter law (Gutenberg & Richter 1944):

$$\log_{10}(N) = a_t + b_t\,\mathrm{SL_c}, \tag{3}$$

where N is the number of acoustic events with an SL greater or equal to the $\mathrm{SL_c}$ and a_t and b_t are constants determined with the maximum likelihood method (Aki 1965). During the HM10–11 experiment, 1998 events were detected, of which 1429 were found to be located inside the array. The $\mathrm{SL_c}$ estimated for only those 1429 events is equivalent to 206 dB re 1 μPa @ 1 m (Fig. 3a) and the roll-off point corresponds to ∼830 events per year (Fig. 3a). The magnitude of completeness (Mslc) can be then extrapolated by the frequency-size distribution of the teleseismic events up to the number of events defining the $\mathrm{SL_c}$ of the AUH network (Fig. 3b). We obtained an Mslc of $m_b = 2.4$ for the HM10–11 array.

A Single Link Cluster method (Frohlich & Davis 1990) was used to identify the time-clustering behaviour of the seismicity during the August 2010 swarm using both the hydroacoustic and teleseismic earthquake catalogues. We used a space–time metric (ST-km) value D to describe the proximity between events:

$$D = \sqrt{d^2 + t^2}, \tag{4}$$

where d is the distance in kilometres and t is the time in decimal days, between two events. Nyffenegger & Frohlich (2000) defined the cluster as the events located within a radius $D_c = 0.8D_1$, where D_1 is the median link length of all D within the event catalogue (in ST-km). We obtained $D_1 = 13.66$ ST-km, which is consistent with other values found in the MAR (Bohnenstiehl *et al.* 2002; Simao *et al.* 2010). The Single Link Cluster analysis reveals a cluster of 495 hydroacoustic events occurring from 10 August to 7 September. Our study will therefore focus on this event cluster.

We next developed a size-frequency relationship for the *T*-phase events (e.g. Bohnenstiehl *et al.* 2002) to obtain the $\mathrm{SL_c}$ of this swarm. Our analysis results in an estimated $\mathrm{SL_c}$ of 210 dB re 1 μPa @ 1 m (Fig. 4) for the studied cluster. We then employed a Modified Omori Law (MOL) to determine whether or not the FAMOUS seismic sequence/swarm follows a mainshock–aftershock time distribution (Utsu *et al.* 1995):

$$N = K\,(c + t)^{-p}\,. \tag{5}$$

Where N is the cumulative number of events which occurred at the time t after the main shock, K, c and p are empirically derived constants. K reflects the total number of events in the sequence and the size of the main shock, c is the rate of the activity at the beginning of the sequence and p represents the aftershock decay rate. The software package SASeis (Statistical Analysis of Seismicity) was used to estimate these parameters, which employs a Fletcher–Powell optimization procedure (Utsu & Ogata 1997) and maximum likelihood. An MOL was calculated using the second teleseismically recorded earthquake (04:11 GMT on 13 August) as the main shock

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/215/1/181/5040764
by liseresources@glos.ac.uk user
on 29 August 2018

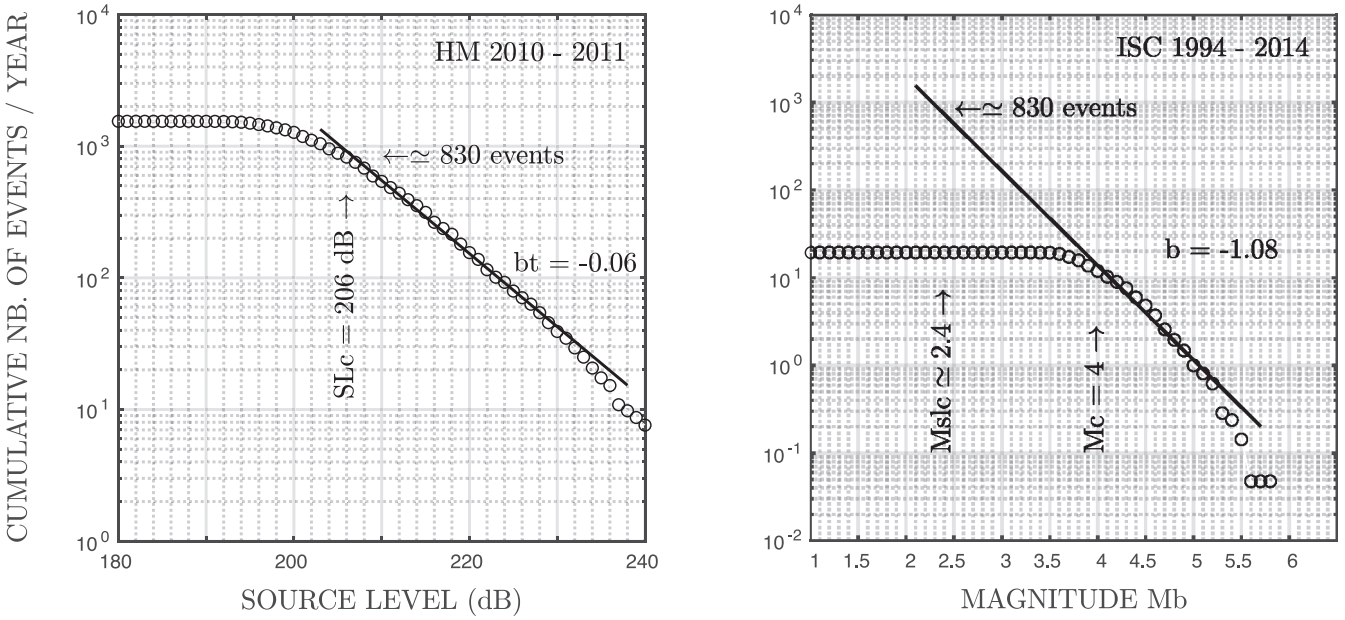


Figure 3. Size-frequency distribution (top) for the HM10–11 catalogue and (bottom) for the ISC teleseismic catalog. The magnitude of completeness (Mslc) shows that the threshold detection of the HM10–11 array is on the order of $m_b \sim 2.4$.

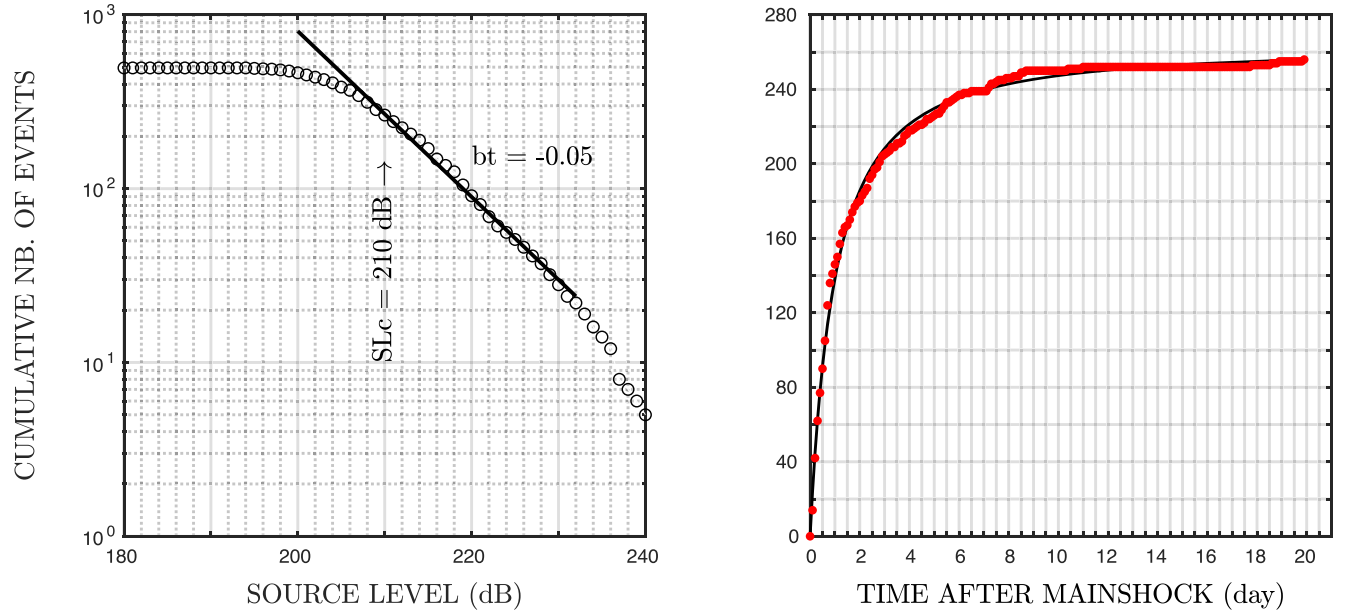


Figure 4. (Top) Frequency-size relationship for the August 2010 seismic sequence. (Bottom) Cumulative number of events (red dots) versus time after the main shock (4:11 GMT on the 2010 August 13) for earthquakes in the sequence with SL ≥ 210 dB re 1 μPa @ 1 m (SL_c). Predicted cumulative distribution for a mainshock–aftershock sequence deduced from the fit of the Modified Omori Law is indicated by the solid line.

(Fig. 4). This event was also the first teleseismic earthquake recorded by the hydrophone array, and had an SL of 242 dB re 1 μPa @ 1 m.

The main onset of the swarm begins on 2010 August 13 with the appearance of high-energy, continuous, broad-band acoustic signals at 05:00 GMT, seen on all the AUHs (Figs 5c and d). Two AUHs closest to the earthquake swarm location (LS and M2, Fig. 1 inset) were chosen to show examples of the *T*-phase signals (Figs 5a and b) and their spectrograms (Figs 5c and d). High- (e.g. 4:11 GMT on 13 August) and low- (e.g. 4:00 GMT on the 14 August) energy earthquakes can be easily identified in the hydrophone signal and spectrograms (Fig. 5). The continuous energy present up to 80 Hz lasts for ∼31 hr on the AUH-LS (Fig. 5c) and ∼20 hr on the other AUHs (Fig. 5d). This same time duration for intrusion tremor was observed during the Lucky Strike swarm of 2001 (Dziak *et al.* 2004). In order to quantify and analyse the intensity variation of the broad-band signal, interearthquake energy was selected from each hydrophone spectrogram (Dziak *et al.* 2004) at 30 min intervals from 04:00 GMT to 10:00 GMT on 13 August and then each hour through to 14:00 GMT on 14 August. After 14:00 GMT on 14 August, this broad-band 'intrusion tremor' is not easily detectable on the spectrograms. In this respect, the RL of the intrusion tremor was obtained throughout this time period for each AUH, while carefully

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/215/1/181/5040764
by liseresources@glos.ac.uk user
on 29 August 2018

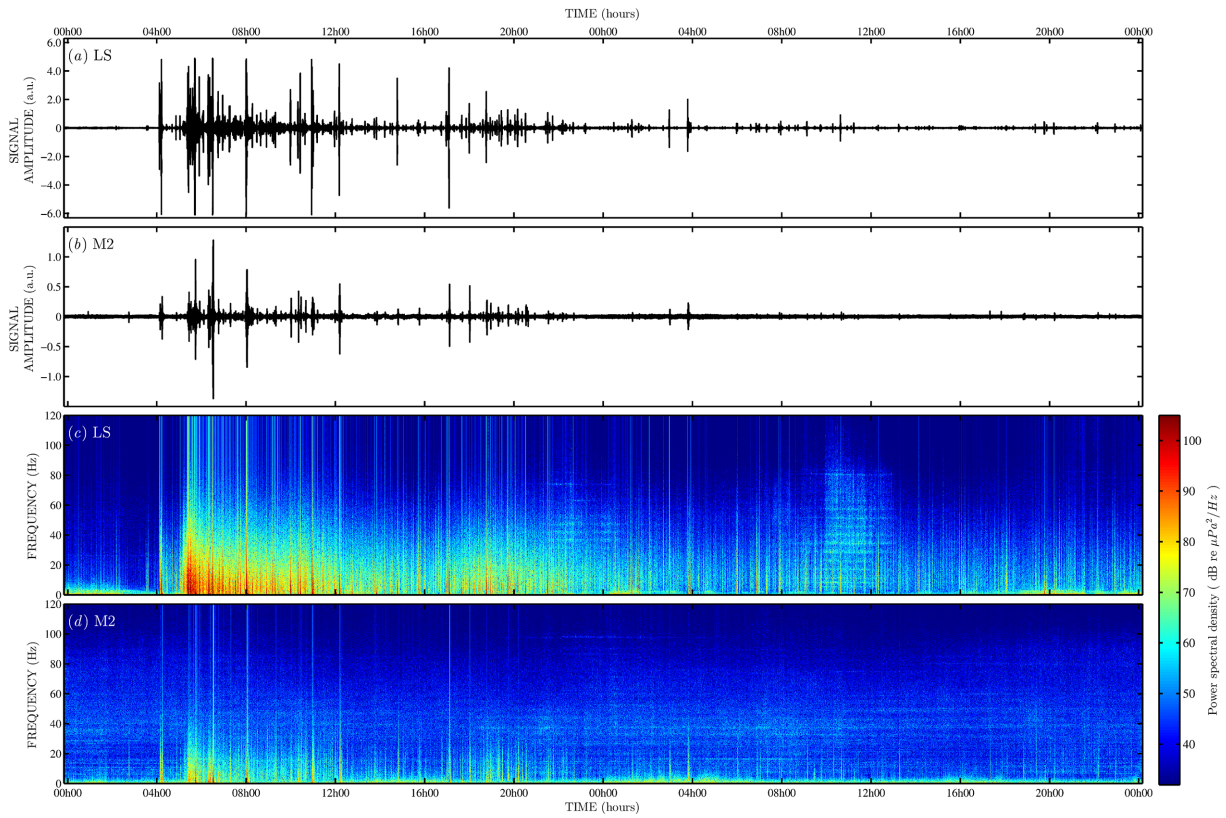


Figure 5. Time-series recorded by (a) the AUH-LS and (c) the AUH-M2 hydrophones. Both time-series start at 00:00 GMT on 2010 August 13 and end at 00:00 GMT on 2010 August 15. (b) and (d) display the corresponding spectrograms. Vertical axes of the time-series plots are in arbitrary units. The onset of a continuous broad-band acoustic energy (1–80 Hz) can be seen at 05:00 GMT.

avoiding *T*-wave energy. This analysis will be further discussed in Section 4.2.

3.2 Gravimetric analysis

The gravimetric data is able to provide an image of the structure of the FAMOUS area and a better understanding of the deep magmatic system driving the August 2010 swarm. Indeed, a thinner/colder and thicker/warmer crust should correspond to a positive/negative MBA, respectively, as shown by several previous studies (Detrick *et al.* 1995; Maia *et al.* 2007; Goslin *et al.* 2012).

Previous studies in the area provided regional MBAs calculated using the Parker spectral method (Parker 1973), smoothed with low-pass filters in order to remove the signal below a 30 km wavelength (Detrick *et al.* 1995; Cannat *et al.* 1999). The distribution of the gravimetric data profiles from the SUDACORES experiment (Cannat *et al.* 1999), however, allows calculating a higher resolution gravity model. To do so, calculation of the gravity effect of the topography and a constant thickness crust was done in the spatial domain using an improved prism method (Chapman 1979). In this method, the gravity effect of a prism calculated at any point location is given by

$$g\left(x', y', z'\right) = \rho\, \mathrm{G} \iiint \frac{(z - z')\,\mathrm{d}x\,\mathrm{d}y\,\mathrm{d}z}{\left((x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - z')^2\right)^{3/2}} \tag{6}$$

where G is the Newtonian constant and ρ the density of the body. The vertical direction (z) is positive going up; primed coordinates (x', y' and z') correspond to the observation point outside the prism and unprimed coordinates (x, y and z) are the integration variable. The bathymetry of the studied area is decomposed in several prisms with a square base, with a density of 1800 kg m^{-3}, corresponding to the water/crust contrast. A second layer follows the bathymetry 6 km deeper and it is decomposed in similar square-based prisms with a density of 500 kg m^{-3}, corresponding to the crust/mantle contrast. Each prism is comprised of facets. The volume integral of the eq. (6) is changed to a surface integral with the Stokes theorem which allows solution of the equation for each facet of the prism (according to the face plane, unit vector normal to the element). The gravity anomaly of the prism is then the sum of the results of all the facets. The grid used for the calculation has a variable resolution, according to the distance between the prism and the profiles where the effects are calculated. The centre of the bathymetric grid used has therefore a higher resolution (350 m), but is surrounded by a coarser grid (1000 m) to avoid the edge effects. The gravity effect of this multiprism density model was computed at each sample location of the seven profiles of the SUDACORES cruise.

3.3 Structural analysis

Fig. 6 displays a structural scheme of the North FAMOUS and FAMOUS area. Main tectonic structures have been inferred from bathymetric map (black lines, Fig. 6) and are based on previous studies (Macdonald 1977; Ramberg *et al.* 1977; Choukroune *et al.* 1978). The main scarps delimit the two MOR segments and the NTO between them (thicker black lines with fault facing direction, Fig. 6) while the main visible faults (black lines with fault facing

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/215/1/181/5040764
by liseresources@glos.ac.uk user
on 29 August 2018

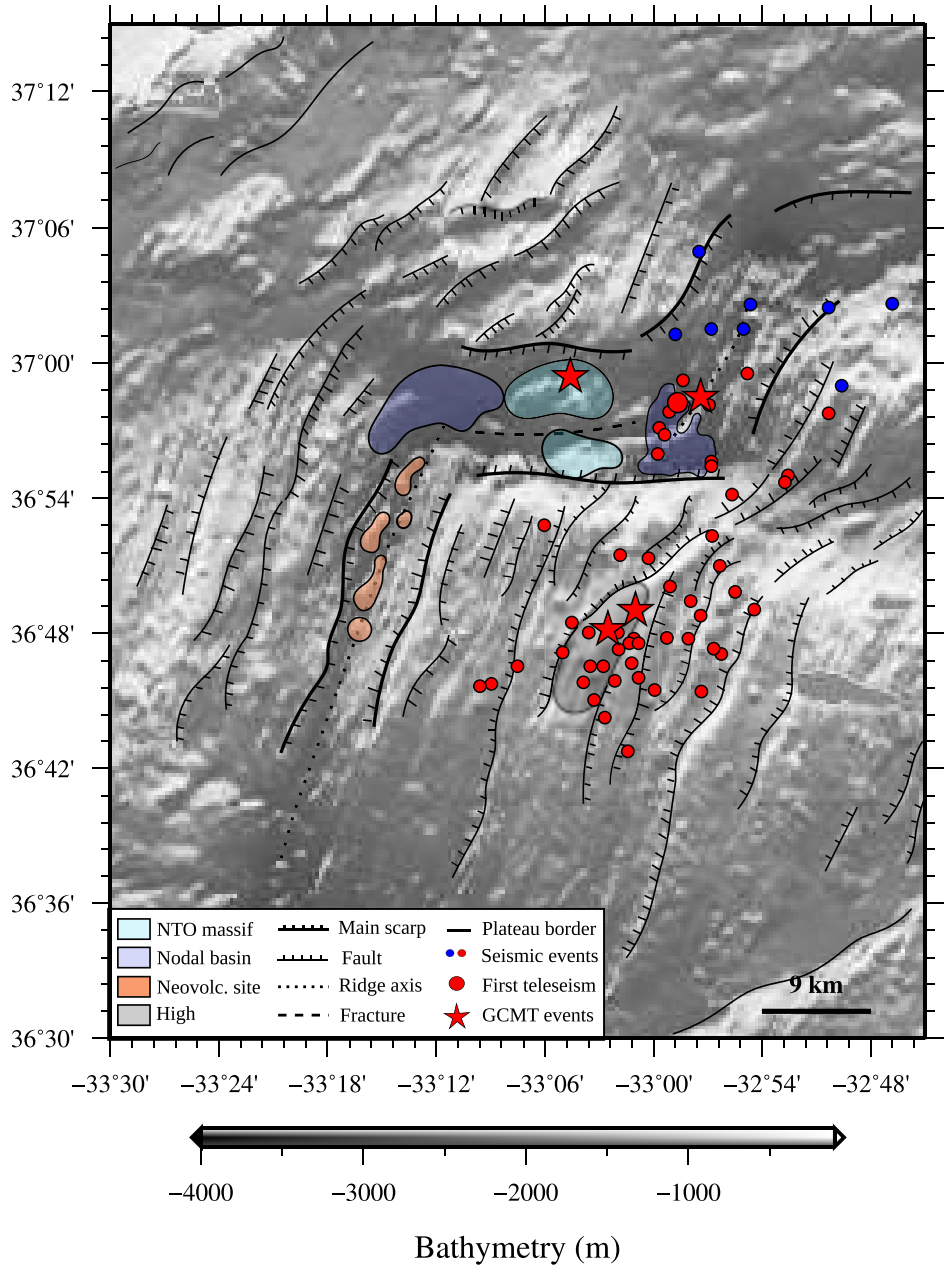


Figure 6. Interpreted geological structure of the North FAMOUS and FAMOUS segments. Acoustic source locations of the events comprising northward- and southward-migration sequences are indicated by blue and red dots, respectively. Bathymetric map (pixel resolution of 300 m) is derived from several multibeam bathymetric surveys (Detrick *et al.* 1995; Cannat *et al.* 1999).

direction, Fig. 6) are represented on both segments flanks. Ridge axis of the North FAMOUS and FAMOUS segments are symbolized by dotted black lines and the main WSW/ENE strike-slip fault of the NTO is represented by a dashed black line (Fig. 6). West of the North FAMOUS segment and east of the FAMOUS segment, which are flanks of two volcanic plateaus formed during a significant episode of strong magmatism in Miocene time (Cannat *et al.* 1999), correspond to Jussieu Plateau and Princess Alice Bank borders (thin black lines, Fig. 6), respectively. NTO massifs and nodal basin locations are inferred from the bathymetric map and the morphostructural interpretation of Gracia *et al.* (2000). Dynamics of the swarm (red and blue symbols, Fig. 6) have been plotted as well and will be discussed further in Sections 4.2 and 5.2.

4 TIMING AND DYNAMICS OF THE EARTHQUAKE SWARM

4.1 Hydroacoustic and teleseismic events

The FAMOUS segment earthquake swarm began on 10 August at 3:07 GMT with 20 precursor events (Fig. 7) mainly located in the rift valley on the southwestern flank at the end of the North FAMOUS segment. Seismic activity increased substantially around 3:30 GMT on 13 August (Fig. 7). The spatial distribution of the 2010 earthquake swarm is not typical for MAR segments, and is mainly focused off-axis (Fig. 1). The *T*-waves source locations extend for more than 70 km across the NTO discontinuity (offset ∼20 km)

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/215/1/181/5040764
by liseresources@glos.ac.uk user
on 29 August 2018

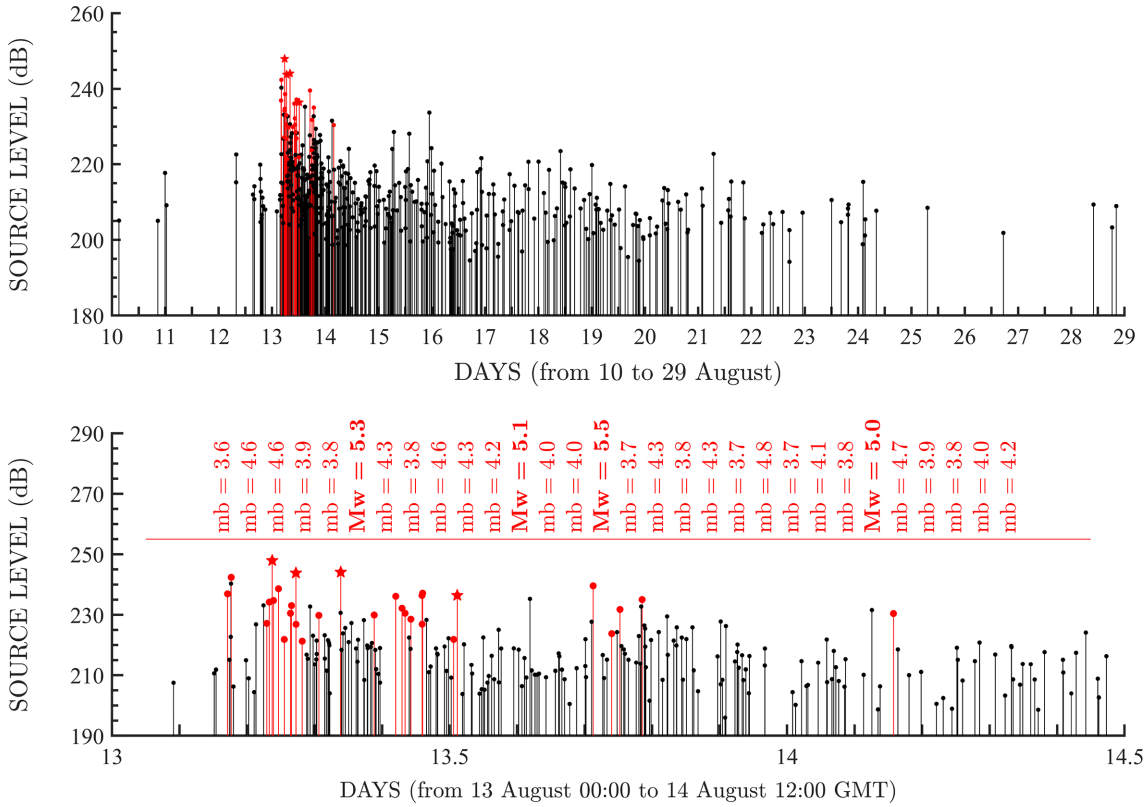


Figure 7. SL of the events of the August 2010 crisis versus time for the period (top) from 00:00 GMT on 2010 August 10 to 00:00 GMT on 2010 August 29 and (bottom) from 00:00 GMT on 2010 August 13 to 12:00 GMT on 2010 August 14 which provides a focus on the crisis peak. Black dots indicate the events detected only by at least three AUHs. Red dots indicate the events which were detected by both AUHs and land based stations. Red stars symbolize the four main shocks.

separating the 19 km long North FAMOUS segment and the 42 km long FAMOUS segment (Parson *et al.* 2000). The majority of the earthquakes are located on the outer walls, east and west of the FAMOUS and North FAMOUS segments, respectively, and along the North FAMOUS axial valley; only a few events are located east of the North FAMOUS segment (Fig. 1). Since the hydrophones surround the epicentres, this should reduce location bias due to the effect of 'topographic steering'. Moreover, the locations of the teleseismic events are distributed over more than 60 km (white triangles, Fig. 1). An elongated distribution of the hydroacoustic events of the swarm is correlated with an elongated shape of the teleseismic locations (Figs 1 and 9 bottom). More hydroacoustic events are detected south of the NTO because of the lower detecting threshold of the hydrophone array which is lower than the detection threshold of the teleseismic events.

During the peak in activity the entire network and AUH-LS detected 13 and >120 events per hour, respectively. The volcano-seismic crisis lasted at least 29 days with a peak of activity on 13 August (Fig. 7). Of the 495 hydroacoustic events located, 173 (35 per cent of the total) occurred on 13 August. A total of 30 teleseismic events (white triangles in Fig. 1 and red dots in Fig. 7) of magnitudes ranging from 3.6 to 5.3 m_b, were located by the International Seismological Centre (ISC 2013) between 13–14 August, with the first event occurring at 04:05 GMT ($m_b = 3.6$) on 13 August. The first teleseismic event was located on the western part of the spreading axis of the North FAMOUS segment (bigger red dot in Fig. 8), which is an area exhibiting negative MBA values meaning the presence of a warmer/thicker crust consistent with a magmatic source for the swarm (Plate 2b—Detrick *et al.* 1995). The four largest teleseismic earthquakes (Fig. 1) all occurred on 13 August and also have Global Centroid Moment Tensor solutions (GCMT, Ekström *et al.* 2012). We computed the non-double component of the moment tensor described by the parameter ϵ (Shuler *et al.* 2013) using the eigenvalues of the moment tensor solutions, where $\epsilon = 0$ for double-couple earthquakes and $\epsilon = \pm 0.5$ for earthquakes that are purely Compensated-Linear-Vector-Dipoles (CLVD; Knopoff & Randall 191970; Julian *et al.* 1998; Shuler *et al.* 2013). Two of these earthquakes are double-couple solutions ($\epsilon = 0$) associated with normal faulting (at 05:40 and 07:58, $M_w = 5.3$ and 5.5, respectively). One event (06:28, M_w 5.1), however, is very close to a non-double-couple solution with a strong CLVD component ($\epsilon = 0.42$). Its mechanism could be consistent with fluid (magma) intrusion into the crust, and mostly dilatational earthquake mechanism. This will be further discussed in Section 5.1. The last event is very close to a double-couple solution (12:08, $M_w = 5.0$, $\epsilon = 0.06$). The acoustic source location of the 5.3 event is along the southern axial valley of the North FAMOUS segment (Fig. 1). The 5.1 (with a high CLVD component) event occurred 50 min later, and its acoustic source location is on the central–northern flank of the non-transform discontinuity (Fig. 1). The 5.5 earthquake occurred 1.5 hr later and its acoustic location is on the eastern outer wall of the FAMOUS segment (Fig. 1). The 5.0 earthquake (almost double-couple) has its acoustic location near the precedent GCMT earthquake (Fig. 1).

4.2 Migration of the seismic activity

The observed elongated shape of the earthquake location cluster, might suggest a migration of the earthquakes from a central point

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/215/1/181/5040764
by liseresources@glos.ac.uk user
on 29 August 2018

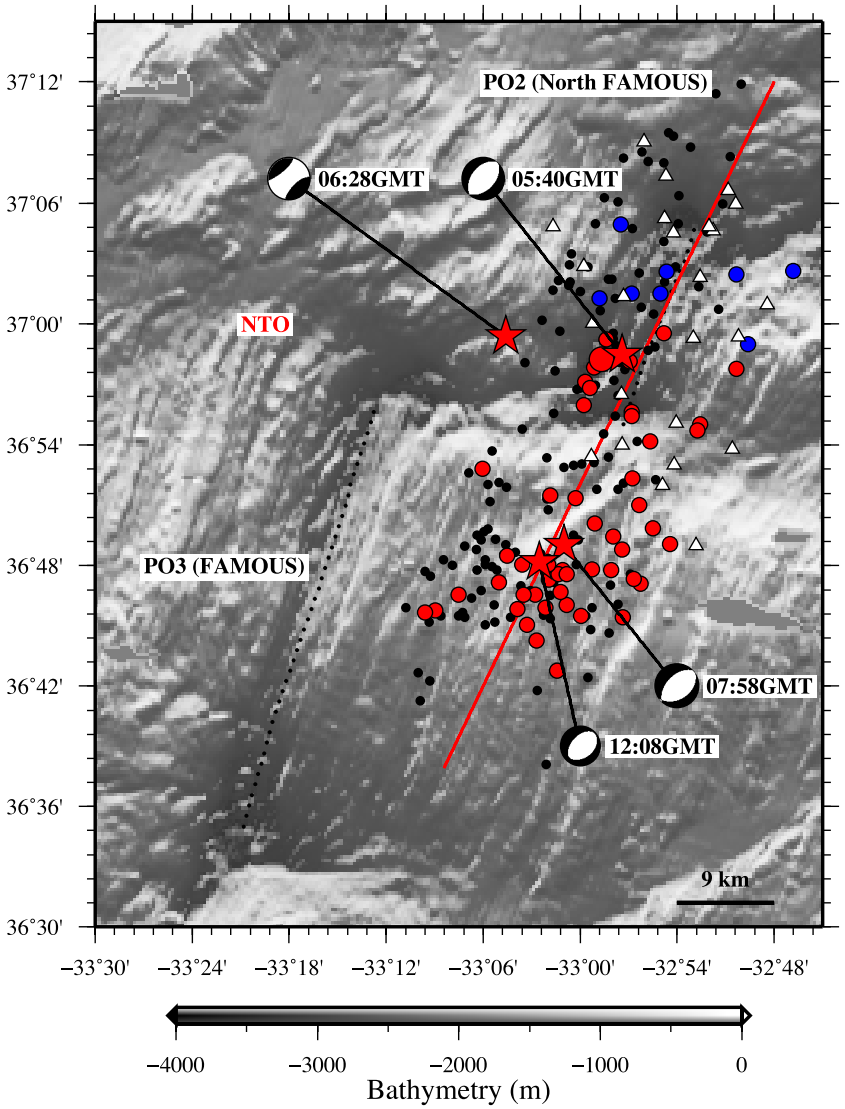


Figure 8. Bathymetric map derived from several multibeam bathymetric surveys (Detrick *et al.* 1995; Cannat *et al.* 1999) focused on the north FAMOUS (northern) and FAMOUS segments (southern). Earthquakes located using five AUHs, and with location uncertainties ≤4 km are represented. Events were projected onto the red line which follows the trend of the earthquake swarm. Events involved in the two episodes of migrations are symbolized by colour dots according to the migration direction (red for the southward one, blue for the northward one). The teleseismic epicentres (white triangles), the acoustic location of the first teleseismic event (big red dot) and the hydroacoustic epicentres (red stars) of the four main shocks associated to their moment tensor solutions (GCMT, Ekström *et al.* 2012) are also displayed.

(Fig. 1). To test this hypothesis, we projected the earthquakes that were located using at least four AUHs with location uncertainties ≤4 km (blacks dots, Fig. 8) onto a cross-section line parallel to the trend of the earthquake swarm (red line, Fig. 8). Only events that occurred in a 20 km window on either side of the profile were used.

Fig. 9 (bottom) shows the time–distance distribution of the *T*-phase events (colour dots) and the ISC events (white triangles). The position of the NTO is also shown (black line). Three outlines seem to emerge from this projection: a significant southward migration of the events (red symbols, Fig. 9 bottom), followed by a possible northward migration (blue dots, Fig. 9 bottom) and then subsequent background seismic activity (black dots, Fig. 9 bottom). The south and north migration distances of the earthquakes (∼ 30 and ∼ 10 km, respectively) well exceed the event location errors (≤ 4 km), giving us confidence that those migrations are not artefacts. The event locations first propagate southwards, starting at 4:00 GMT on 13 August, covering ∼ 30 km over ∼ 9 hr and ending at 13:40 GMT. Migration rate is estimated from the slope of a straight line obtained by a linear regression fit to the event locations (thick black dashed lines, Fig. 9 bottom), giving a rate of 0.7 ± 0.1 m s^{-1} for the southward migration. At 13:40 GMT, the southward event migration ended ∼ 25 km south of the NTO under a bathymetric high along the western FAMOUS segment valley walls (Figs 6, 8 and 9 bottom). Then, in the same area where the southward migration began (thin dashed black line, Fig. 9 bottom), events appear to have propagated northward from 11:00 GMT to 16:00 GMT, covering a distance of ∼ 10 km. The associated linear regression fit provides a migration rate of 0.4 ± 0.2 m s^{-1}. However, there are only eight events that characterize the northward migration, and therefore the northward migration is not as nearly well constrained as the southward one. By 16:00 GMT, no more migration of events was observed (black dots, Fig. 9 bottom) and a seismicity gap appeared from 20:00 GMT on

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/215/1/181/5040764
by liseresources@glos.ac.uk user
on 29 August 2018

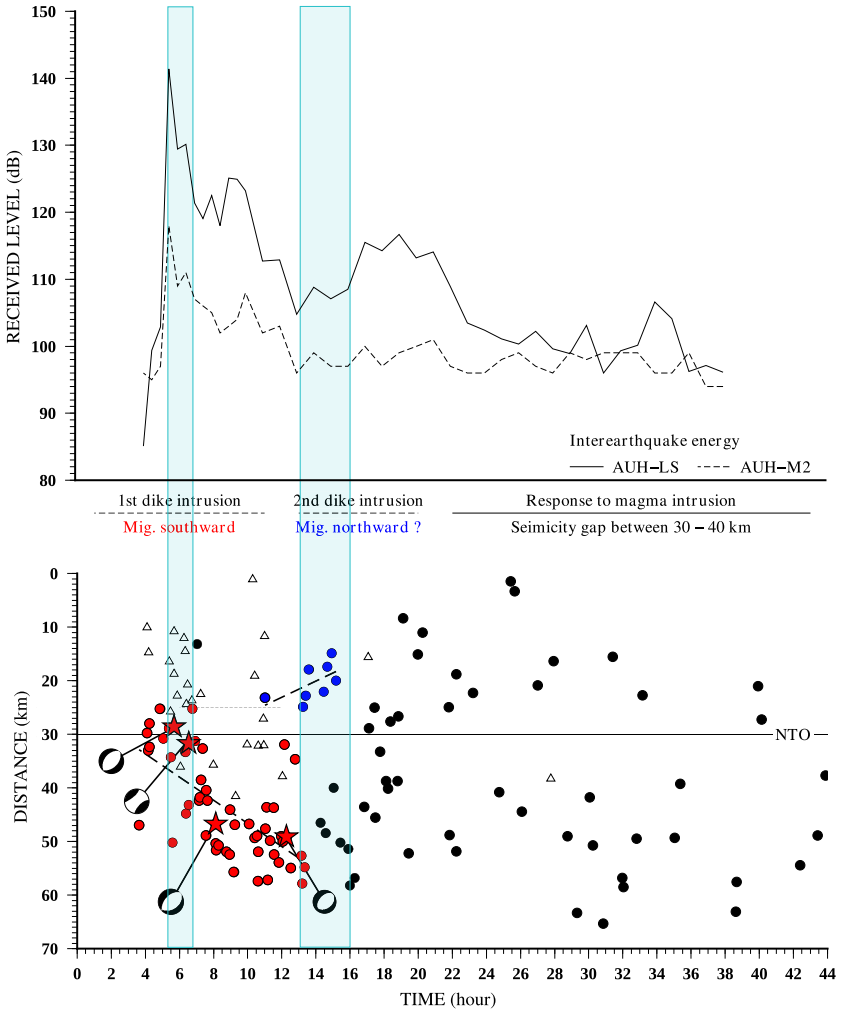


Figure 9. From 00:00 GMT on 2010 August 13 to 18:00 GMT on 2010 August 14. (Top) Acoustic received level (RL) versus time of the interearthquake energy selected from the broad-band signal each 30 min from 04:00 GMT to 10:00 GMT on 13 August and then each hour until 18:00 GMT on 14 August. Solid black line shows the result for AUH-LS and the dashed black line displays the one for the AUH-M2. (Bottom) Space–time distribution of the earthquake swarm projected along the profile (using five AUHs, and with location uncertainties $\leq$4 km). Vertical axis is the distance in km along the profile of projection (oriented southwards). Red and blue dots represent the events which migrate (southwards and northwards, respectively), black dots correspond to the event with no migration pattern. Teleseismic earthquakes (white triangles) and large GCMT events (red stars) are also shown with their associated focal mechanisms. Possible migration patterns are indicated by dashed lines and migration rate determined by linear regression fit (0.7 ± 0.1 and 0.4 ± 0.2 m s^{-1} southward and northward, respectively). Onset of both migrations seems to occur in the same area (thin grey dashed line).

13 August to 16:00 GMT on 14 August (hour 40 on Fig. 9), in the location of the NTO (Fig. 9 bottom).

4.3 Broad-band spectrum signal

Broad-band acoustic energy was previously observed during MOR dike intrusion events on the Juan de Fuca and MARs and was referred to as 'intrusion tremor' (Dziak & Fox 1999a; Dziak *et al.* 2004). Intrusion tremor typically accompanies the rise of seismic activity of the swarm, and has been previously interpreted as the energy sum of all of the low-amplitude tremors and cracks caused by the movement of magma in the crust (Dziak *et al.* 2004). Fig. 9 (top) represents the interearthquake energy for the AUH-LS and AUH-M2. Over a 30 min period from the onset of the broad-band energy, the RL increases from 100 dB re 1 μPa to more than 140 dB re 1 μPa on AUH-LS and from 100 dB re 1 μPa to 120 dB re 1 μPa on AUH-M2 (first light blue rectangle, Fig. 9 top). A main peak energy level can be observed at 05:30 GMT on both curves and coincides in time with the highest SL earthquake of the swarm detected by the AUH array (05:40 GMT-Fig. 7), which is also the first normal faulting event. The third teleseismic earthquake (normal fault solution) occurred in the middle of the southward-earthquake migration and caused an increase in the intrusion tremor signal. After this event, the interearthquake energy began to decrease overall, until 13:40 GMT. This time is associated with the end of the southward migration. This minimum energy value occurred a few minutes after the last event with a known GCMT solution. The possible northward migration, located in the same area as the first intrusion (thin dashed grey line, Fig. 9 bottom), seems to be linked to the onset of an increase in the broad-band energy. This increase continued until the seismicity gap around 20:00 GMT (second light blue rectangle, Fig. 9 top). Once the northward migration was over, the interearthquake energy level slowly decreased until the RL dropped below 100 dB re 1 μPa (Fig. 9 top). After the southward- and northward-migration episodes the seismic activity was distributed over both the south and

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/215/1/181/5040764
by liseresources@glos.ac.uk user
on 29 August 2018

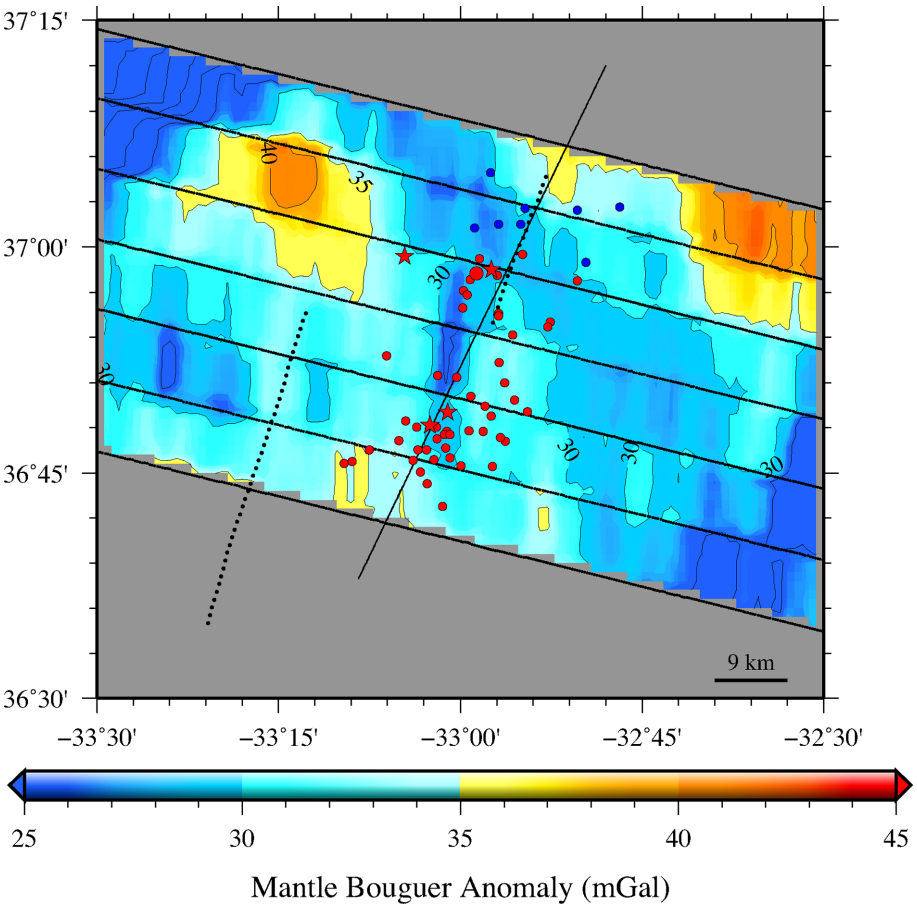


Figure 10. High-resolution MBA map displays the result of the gravimetric analysis computed through the calculation of the geoid anomalies (Chapman 1979) and the gravimetric data of the seven profiles of the SUDACORES experiment (thick oblique black lines; Cannat *et al.* 1999). The MBA values are relative. The axial valleys of the North FAMOUS and FAMOUS segments are represented by the dotted lines. Earthquakes involved in the two episodes of migration are represented by coloured dots, where red and blue indicate southward and northward propagation, respectively. Migration direction is shown by the thin black line. The acoustic location of the first teleseismic event (big red dot) and the hydroacoustic epicentres (red stars) of the four main shocks associated to their moment tensor solution (GCMT, Ekström *et al.* 2012) are also displayed.

north areas of the NTO. Through the end of August, no evidence of other migration episodes was observed. However, seismicity continued intermittently throughout the NTO and likely represented the crustal stress readjustment to the magmatic intrusion (Fig. 9 bottom).

4.4 Modified Omori law

Fig. 4 shows the MOL analysis applied to the swarm and the cumulative number of earthquakes as a function of time for the events with an SL ≥210 dB re 1 μPa @ 1 m. The parameters associated with the MOL (Utsu *et al.* 1995) obtained for our sequence are $K = 502.3 \pm 386.6$, $c = 1.3 \pm 0.4$ and $P = 2.3 \pm 0.3$. An Anderson–Darling statistic (A^2) has been computed to evaluate the goodness of fit of the MOL function. The obtained value ($A^2 = 1.009$) indicates that the sequence's distribution is represented by a mainshock–aftershock sequence (Bohnenstiehl *et al.* 2002). The high K-value also indicates a high level of background seismicity, which could be caused by the numerous swarm-style earthquakes associated with the dike intrusions (migration of the lava flow propagating through pre-existing ruptures) or produced by the reactivation of small fractures (Toda *et al.* 2002). According to Utsu *et al.* (1995), an average p-value is generally near 1.1, with a range of variability between 0.6 and 2.5. Our p-value estimate falls at the higher end of this interval. High p-values ($P > 1$) reflect rapid strain release where a rapid aftershock rate decay might result from high-hypocentral temperatures (Bohnenstiehl *et al.* 2002; Klein *et al.* 2006). In this way, our high p-value could be interpreted as an evidence of high-crustal temperatures, which lead to fewer aftershocks in the sequence (Fig. 4). Two of the sequences described by Simao *et al.* (2010) have p-values ($P = 2.7$ and 2.3) similar to the value obtained in our study. Detachment faulting associated with asymmetric accretion can also generate high p-value (Simao *et al.* 2010) as well as hydrothermal fluid movement which can reduce the strength of fault zones (i.e. serpentinization; Goslin *et al.* 2005; Simao *et al.* 2010).

4.5 Gravimetric results

Fig. 10 displays the MBA calculated using the prism model previously described and the seven profiles of the SUDACORES cruise (thick oblique black lines; Cannat *et al.* 1999). The axial valleys of the North FAMOUS and FAMOUS segments are represented by dotted lines. Two areas of low MBA value emerge off-axis and are associated to the two flanks of the Jussieu Volcanic Plateau formed during an episode of strong magmatism in the Miocene (Cannat *et al.* 1999). Moreover, the west flanks of both the North FAMOUS

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/215/1/181/5040764
by liseresources@glos.ac.uk user
on 29 August 2018

and FAMOUS segments reveal two other areas of low MBA value, already visible on the MBA calculated by Detrick *et al.* (1995; Plate 2a). The most remarkable observation on Fig. 10 is the presence of an elongated-low MBA value area, which crosses the NTO and extends through the eastern wall of the FAMOUS segment. Earthquakes involved in the two episodes of migration tend to cluster around this structure, straddling the southern segment on its northern ends. These observations will be later discussed in Sections 5.2 and 5.3.

5 DISCUSSION

5.1 Spatio-temporal evolution of the crisis

Overall, we interpret the dynamics and spatio-temporal distribution of the August 2010 earthquake swarm at the North FAMOUS and FAMOUS segments as an evidence of magmatic accretion at the slow spreading MAR. There was a small cluster of precursor earthquakes $\sim$ 2 d before the start of the main seismic sequence, but these are mostly low SL (<220 dB re 1 μPa @ 1 m) events and their relationship to the initiation of the magmatic event is not clear (Fig. 7). These earthquakes could have changed the stress regime in the crust, changing the overpressure on the magma body, and triggering the magma injection event (Baer *et al.* 2008). The partitioning between tectonic and magmatic events is not always obvious, as the broad-band intrusion signal is intermixed and occurs at the same time as the large magnitude, seemingly tectonic, earthquakes. According to Rubin & Gillard (1998), the extent of seismicity during an intrusion reflects seismicity on pre-existing faults that were in an ambient stress close to failure. We propose that during the dike propagation, stress changes induced large GCMT earthquakes by reactivation of faults. Given that dike intrusion and propagation alters the ridge-crest stress field causing slip on the boundary wall normal faults located above and ahead of the intrusions (Rubin 1992; Rubin & Gillard 1998), we suggest that the southward-lateral magma emplacement (Figs 8 and 9 bottom) likely resulted in the first teleseismically recorded earthquake at 04:06 GMT on 13 August ($m_b = 3.6$) as the initiation of the magma intrusion, coinciding also with the onset of the broad-band energy signal (intrusion tremor, Fig. 9). Then, the faulting, and therefore the change in the local crustal stress regime induced by this large earthquake, could have reactivated pathways in the crust which allowed the magma to begin propagating into pre-existing fissures, cracks and pore spaces, creating this broad-band signal energy. The second GCMT event occurred simultaneously with the peak in intrusion tremor (Fig. 9). This event, close to a non-double-couple solution, has a moment tensor with a strong CLVD component. Previous studies of the mechanisms of non-double-couple earthquakes (Frohlich 1994, 1995) suggest that the corresponding focal mechanism of the 06:28 GMT event might be consistent with eq. (1) a dilatational earthquake mechanism generated by dike injection, or eq. (2) caused by a slip along a curved surfaces (Frohlich *et al.* 1989; Frohlich 1990) or eq. (3) could be the sum of ridge-normal and transform strike-slip events (Kawakatsu 1991). The second GCMT event is located in the northern NTO massif of the NTO (Fig. 6). Knowing that these massifs (northern and southern) are characterized by curved, irregular and discontinuous pattern (Gracia *et al.* 2000), we suggest that the focal mechanism of this large earthquake was likely generated by either source parameter option (1) or (2). Both the third and last GCMT events also likely represented the normal faulting in response to the stress perturbation caused by the dike propagation (Toda *et al.* 2002, Shuler & Nettles 2012)

5.2 Seismicity and diking intrusions

Migration of seismic activity and earthquake locations has been observed at both subaerial and submarine MORs, and has been attributed to the vertical and/or lateral injection of a magma dike at the ridge axis (e.g. Bransdodttir & Einarsson 1980; Dziak *et al.* 1995; Dziak & Fox 1999b; Dziak 2001; Bohnenstiehl *et al.* 2004; Tsang-Hin-Sun *et al.* 2016). To our knowledge this swarm is one of the largest magmatic earthquake swarms recorded on the northern MAR. It occurred 9 yr after the magma intrusion at Lucky Strike segment (Dziak *et al.* 2004), the MAR segment directly north of the North FAMOUS segment. The North FAMOUS–FAMOUS earthquake swarm is very similar to magmatic intrusion earthquake swarms observed previously at Lucky Strike segment (Dziak *et al.* 2004), Gakkel Ridge (Tolstoy *et al.* 2001), as well as other intrusion events with direct volcanic observation, such as Axial Seamount (Dziak & Fox 1999a,b), CoAxial segment (Dziak *et al.* 1995), Krafla Volcano in Iceland (Brandstottir & Einarsson 1980, 1992) and in the western part of the Gulf of Aden (Ahmed *et al.* 2016). Each of these other MOR volcano-seismic episodes was accompanied by a low-frequency broad-band intrusion tremor. Also, large ranges in dike propagation rates have also been observed, ranging from 0.002 m s^{-1} (Tolstoy *et al.* 2001) to 1.2 m s^{-1} (Brandsdottir & Einarsson 1980). Southward- and northward-migration rates observed during the swarm of August 2010 in the FAMOUS area are close to the ones observed for the ridges of intermediate spreading rates, such as Gorda Ridge in 1996 (0.55 m s^{-1}, Fox & Dziak 1998) and CoAxial segment (Juan de Fuca Ridge) in 1993 (0.3 m s^{-1}, Dziak *et al.* 1995).

We suggest that the two earthquake migration patterns observed during the North FAMOUS–FAMOUS swarm, propagating southwards and northwards are caused by two different magma dike intrusions, reaching approximate lengths of 30 and 10 km, respectively. Nevertheless, these two lengths might be smaller than the migration of the seismic activity which could be longer due to seismicity occurring ahead of lateral diking propagation (Rubin 1992; Rubin & Gillard 1998; Toda *et al.* 2002). Interestingly, a change of the direction of dike propagation was also observed at the Axial Seamount for the 2015 eruption (Wilcock *et al.* 2016) and in the Gulf of Aden (Ahmed *et al.* 2016). In the case of the Axial Seamount, Dziak & Fox (1999a,b) suggested that the cessation of dike migration at the distal end of a rift zone could be caused by oblique faults, cutting the ridge-axis, that acts as structural or stress barriers to magma movement. Moreover, for the Axial Seamount (Dziak & Fox 1999aa,b) and Gulf of Aden (Ahmed *et al.* 2016) intrusion events, the magma migration began from the centre of the segment and propagated to one or both distal segment ends. The southward migration at the North FAMOUS and FAMOUS segments has similar dynamic and geometric parameters (speed of the migration and geometry of the migration parallel to the rift axis), whereas the propagation of seismicity started near the NTO. However, no structures are clearly visible from the North FAMOUS–FAMOUS bathymetry (Fig. 6) or identified in the literature that can explain the change in dike migration observed during the August 2010 swarm.

While it is possible that the magma intrusion could have reached the surface, and even erupted onto the seafloor, no *in situ* evidence

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/215/1/181/5040764
by liseresources@glos.ac.uk user
on 29 August 2018

exists to confirm that a seafloor eruption occurred. The border between the northward and southward migration (Figs 6 and 8) corresponds to the low MBA on the west side of the North FAMOUS segment (Fig. 10; Plate 2b—Detrick 1995), indicating the presence of a warmer/thicker crust consistent with a magmatic source for the swarm. Furthermore, evidence exists that this area with low MBA values has experienced multiple dike intrusions in the recent geological past (Fig. 6; Choukroune *et al.* 1978; Gracia *et al.* 2000; Parson *et al.* 2000).

Dike emplacements along the MAR have been described as originating from small pockets, or lenses, of magma (Tolstoy *et al.* 2001; Dziak *et al.* 2004) or possibly a well-established magma reservoir depending on the type of volcanic system (Dziak & Fox 1999b; Einarsson 1991). According to Detrick *et al.* (1990), contrary to the fast spreading ridges, there is no continuous crustal magma chamber along the MAR, but rather discrete and/or ephemeral magma chambers or small magma lenses. Indeed, several authors (Sinton & Detrick 1992; Cannat 1993; Barclay *et al.* 1998; Magde *et al.* 2000; Gac *et al.* 2003, 2006) describe 3-D crustal melt delivery system models of oceanic accretion at slow spreading ridge beneath the segments. Small melt pockets deliver the magma by short-lived intrusive bodies. Moreover, Aki (1984) proposed a four-step model to explain the source of an earthquake caused by magmatic intrusion. Two magma-filled cracks separated by a closed channel which is then opened due to arrival of magma overpressure in one of the cracks. The connection of the two magma sills and the corresponding magma displacement will lead to a decrease in the magma pressure due to an increase in crack volume. Thus, an alternative explanation may be that the lateral dike propagation may simply be an open conduit between two magma sills in the FAMOUS area.

5.3 NTO and diking intrusions

The southward event migration crosses the NTO, between the North FAMOUS and FAMOUS segments, suggesting that the NTO is not a strong lithospheric barrier unlike the large offset discontinuities which act as more significant barriers to ridge propagation/migration (Dannowski *et al.* 2018). The low MBA values colocated with the earthquakes support this hypothesis (Fig. 10). The MBA values are interpreted to represent lower crustal density, a thicker crust and a potentially higher thermal anomaly, but cannot be considered as an evidence of the presence of melt in the area where the swarm initiated at the west end of the North FAMOUS segment (Fig. 2). The off-axis propagation of the swarm across the NTO through to the eastern wall of the FAMOUS segment is somewhat unexpected for a slow-spreading MOR and seems to indicate that NTOs are not strong barriers to magma movement. NTOs are 'non-rigid' offsets which can migrate, leading to a reduction or expansion of the bounded spreading segments (Gente *et al.* 1995; Maia & Gente 1998). The north and south NTOs of the FAMOUS segment are not in steady state and evolve through time (Ramberg *et al.* 1977; Choukroune *et al.* 1978). Ramberg *et al.* (1977) describe recent northward migration (which occured in the past 2 m.y.) of the south FAMOUS segment NTO. Another case of NTO migration has also been observed recently along the MAR at 21.5°N (Dannowski *et al.* 2018).

As a follow up to the study by Choukroune *et al.* (1978), Goud & Karson (1985) extended the study of the FAMOUS area to the south NTO using deep-towed camera system and submersible observations. The NTO between the FAMOUS and Amar segments is a similar offset in terms of dimension, but displays evidence of volcanic activity very close to the western nodal basin (Goud & Karson 1985). Moreover, a high volcanic ridge south of the FAMOUS segment extends 200 m in this nodal basin and also displays recently erupted, unfractured basalt pillows and flow structures supporting the presence of volcanism at the NTO (Goud & Karson 1985). Evidence of magmatic activity within NTOs has been described at other location along the MAR, for example, at the Rainbow ultramafic massif located between the Amar Minor N and Amar Minor S segments (Paulatto *et al.* 2015; Eason *et al.* 2016). Using seismic imaging, Canales *et al.* (2107) revealed the presence of a large number of magmatic sills through the Rainbow massif, which explains the high-temperature hydrothermal systems in this area. Even if this magma supply here is low, it provides evidence of magmatic activity within an NTO context.

6 CONCLUSIONS

To our knowledge, the swarm reported in this paper is one of the largest magmatic *T*-phase earthquake sequences recorded on the northern MAR, and may be the first intrusion event detected along the northern MAR since the Lucky Strike segment intrusion in 2001. Unlike the Lucky Strike episode, this sequence exhibited a fewer number of teleseismically detected earthquakes (with four large earthquakes with moment tensor solutions) and was dominated by low magnitude seismicity. Even though no previous evidence of recent volcanism has been observed at the nodal basin south of North FAMOUS segment, we interpret this earthquake sequence as likely being of volcano-magmatic origin and caused by the lateral propagation of two magma dikes, the first southward, the second northward. A continuous broad-band acoustic energy accompanied the earthquake sequence and is interpreted as the intrusion tremor resulting from lava flowing through pre-existing fractures/fissures in the shallow ocean crust. The southward migration of the seismicity is unusual because it crosses the NTO separating the north FAMOUS and FAMOUS segments. High-resolution gravimetric analysis shows the presence of an elongated structure of low MBA values with the same orientation as the southward-earthquake migration pattern, reinforcing the idea that the NTO is not a structural barrier to magma propagation.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors wish to thank the captain and crews of HYDROBS-MOMAR 2010 & HYDROBS-MOMAR 2011 experiments for their help and seamanship during the successful deployments and recoveries of the AUHs. MG received financial support from the Université de Bretagne Occidentale and the Regional Council of Brittany. AS received financial support from CNRS Chair of Excellence award. This work was financially supported by the French 'Agence Nationale de la Recherche' through the 'Laboratoire d'Excellence' LabexMER (ANR-10-LABX-19-01) program, and cofunded by a grant from the French government through the 'Investissements d'Avenir' and by EMSO-Açores. A special word of thanks is addressed to J. F. D'Eu, designer of the AUHs, C. Brachet who carried out the operations of deployment and recovery of AUHs and T.-K. Lau who developed the *T*-phase analysis software and provided valuable tips. Maps were made with the Generic Mapping Tool (Wessel *et al.* 2013). This paper is NOAA/PMEL Contribution Number 4694. We would like to thank Kulvinder Chadha (assistant Editor), Delwayne Bohnenstiehl and another anonymous reviewer

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/215/1/181/5040764
by liseresources@glos.ac.uk user
on 29 August 2018

for the review of the manuscript and for their constructive critics, which greatly contributed to improve the paper.

Author contributions: JP designed the HYDROBS-MOMAR experiments (2010, 2011). JP, AS and MM collected the hydrophones data. AS worked on the signal processing. MG analysed the data and produced the figures. MG, JP and RPD interpreted the data. MG, RPD wrote the paper. MG, JP, RPD, AS and MM revised it critically for important intellectual content.

REFERENCES

Ahmed, A. *et al.*, 2016. Seafloor spreading event in western Gulf of Aden during the November 2010–March 2011 period captured by regional seismic networks: evidence for diking events and interactions with a nascent transform zone, *Geophys. J. Int.,* **205,** 1244–1266.

Aki, K., 1965. Maximum likehood estimate of b in the formula log n = a - bM and its confidence limits, *Bull. Earthq. Res. Inst.,* **43,** 237–239.

Aki, K., 1984. Evidence for magma intrusion during the Mammoth Lakes Earthquakes of May 1980 and implications of the absence of volcanic (harmonic) tremor, *J. geophys. Res.,* **89**(B9), 7689–7696.

Baer, G., Hamiel, Y., Shamir, G. & Nof, R., 2008. Evolution of a magma-driven earthquake swarm and triggering of the nearby Oldoinyo Lengai eruption, as resolved by InSAR, ground observations and elastic modeling, East African Rift, 2007, *Earth planet. Sci. Lett.,* **272,** 339–352.

Ballard, R.D. & Van Andel, T.H., 1977. Morphology and tectonics of the inner rift valley at Lat 36°50'N on the Mid-Atlantic Ridge, *Bull. geol. Soc. Am.,* **88,** 507–530.

Ballard, R.D., Bryan, W.B., Heirtzler, J.R., Keller, G., Moore, J.G. & Van Andel, T.H., 1975. Manned submersible observations in FAMOUS area–Mid-Atlantic Ridge, *Science,* **190**(4210), 103–108.

Barclay, A.H., Toomey, D.R. & Solomon, S.C., 1998. Seismic structure and crustal magmatism at the Mid-Atlantic Ridge, 35° N, *J. geophys. Res.,* **103**(B8), 17 827–17 844.

Bergman, E.A. & Salomon, S.C., 1990. Earthquake swarm on the Mid-Atlantic Ridge: products of magmatism or extensional tectonics?, *J. geophys. Res.,* **95**(B4), 4943–4965.

Bohnenstiehl, D.R., Tolstoy, M., Dziak, R.P., Fox, C.G. & Smith, D.K., 2002. Aftershock sequences in the mid-ocean ridge environment: an analysis using hydroacoustic data, *Tectonophysics,* **354,** 49–70.

Bohnenstiehl, D.R., Dziak, R.P., Tolstoy, M., Fox, C.G. & Fowler, M., 2004. Temporal and spatial history of the 1999–2000 Endeavour Segment seismic series, Juan de Fuca Ridge, *Geochem. Geophys. Geosyst.,* **5**(9), Q09003.

Brandsdottir, B. & Einarsson, P., 1980. Seismological evidence for lateral magma intrusion during the July 1978 deflation of the Krafla Volcano in NE-Iceland, *J. Geophys.,* **47,** 160–165.

Brandsdottir, B. & Einarsson, P., 1992. Volcanic tremor and low-frequency earthquakes in Iceland, in *IAVCEI Proceedings in Volcanology,* pp. 212–222, eds Gasparini, P., Scarpa, R. & Aki, K., Springer-Verlag.

Canales, J.P., Dunn, R.A., Arai, R. & Sohn, R.A., 2017. Seismic imaging of magma sills beneath an ultramafic-hosted hydrothermal system, *Geology,* **45**(5), 451–454.

Cannat, M., 1993. Emplacement of mantle rocks in the seafloor at Mid-ocean ridges, *J. geophys. Res.,* **98,** 4163–4172.

Cannat, M. *et al.*, 1999. Mid-Atlantic Ridge–Azores hotspot interactions: along-axis migration of a hotspot-derived event of enhanced magmatism 10 to 3 Ma ago, *Earth planet. Sci. Lett.,* **173**(3), 257–269.

Chapman, M.E., 1979. Techniques for interpretation of geoid anomalies, *J. geophys. Res.,* **84**(B8), 3793–3801.

Choukroune, P., Francheteau, J. & Le Pichon, X., 1978. In situ structural observations along Transform Fault A in the FAMOUS area, Mid-Atlantic Ridge, *Bull. geol. Soc. Am.,* **89,** 1013–1029.

Dannowski, A., Morgan, J.P., Grevemeyer, I. & Ranero, C.R., 2018. Enhanced mantle upwelling/melting caused segment propagation, Oceanic Core Complex die off, and the death of a transform fault – the Mid-Atlantic Ridge at 21.5° N, *J. geophys. Res.,* **123**(2), 941–956.

de Groot-Hedlin, C.D. & Orcutt, J.A., 2001. Excitation of T-phases by seafloor scattering, *J. acoust. Soc. Am.,* **109**(5), 1944–1954.

Detrick, R.S., Mudie, J.D., Luyendyk, B.P. & MacDonald, K.C., 1973. Near-bottom observations of an active transform fault: Mid-Atlantic Ridge at 37° N, *Nature,* **246,** 59–61.

Detrick, R.S., Mutter, J.C., Buhl, P. & Kim, I.I., 1990. No evidence from multichannel reflection data for a crustal magma chamber in the MARK area on the Mid-Atlantic Ridge, *Nature,* **347,** 61–64.

Detrick, R.S., Needham, H.D. & Renard, V., 1995. Gravity anomalies and crustal thickness variations along the Mid-Atlantic Ridge between 33° N and 40° N, *J . geophys. Res.,* **100**(B3), 3767–3787.

Dziak, R.P., 2001. Empirical relationship of T-wave energy and fault parameters of northeast Pacific Ocean earthquakes, *Geophys. Res. Lett.,* **28**(13), 2537–2540.

Dziak, R.P. & Fox, C.G., 1999a. The January 1998 earthquake swarm at Axial Volcano, Juan de Fuca Ridge: hydroacoustic evidence of a seafloor volcanic activity, *Geophys. Res. Lett.,* **26**(23), 3429–3432.

Dziak, R.P. & Fox, C.G., 1999b. Long-term seismicity and ground deformation at Axial Volcano, Juan de Fuca Ridge, *Geophys. Res. Lett.,* **26**(24), 3641–3644.

Dziak, R.P., Fox, C.G. & Schreiner, A.E., 1995. The June–July 1993 seismo-acoustic event at CoAxial segment, Juan de Fuca Ridge: evidence for a lateral dike injection, *Geophys. Res. Lett.,* **22,** 135–138.

Dziak, R.P., Smith, D.K., Bohnenstiehl, D.R., Fox, C.G., Desbruyeres, D., Matsumoto, H., Tolstoy, M. & Fornari, D.J., 2004. Evidence of a recent magma dike intrusion at the slow spreading Lucky Strike segment, Mid-Atlantic Ridge, *J. geophys. Res.,* **109**(B12).

Eason, D.E., Dunn, R.A., Canales, J.P. & Sohn, R., 2016. Segment-scale variations in seafloor volcanic and tectonic processes from multibeam sonar imaging, Mid-Atlantic Ridge Rainbow region (35°45′-36°35′N), *Geochem. Geophys. Geosyst.,* **17,** 3560–3579.

Einarsson, P., 1991. Earthquakes and present-day tectonism in Iceland, *Tectonophysics,* **189,** 261–279.

Ekström, G., Nettles, M. & Dziewonski, A.M., 2012. The global CMT project 2004–2010: centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, *Phys. Earth planet. Inter.,* **200–201,** 1–9.

Escartin, J., Cannat, M., Pouliquen, G., Rabain, A. & Lin, J., 2001. Crustal thickness of V-shaped ridges south of the Azores: interaction of the Mid-Atlantic Ridge (36°-39° N) and the Azores hot spot, *J. geophys. Res.,* **106**(B10), 21 719–21 735.

Fox, C.G., Dziak, R.P., Matsumoto, H. & Schreiner, A.E., 1994. Potential for monitoring low-level seismicity on the Juan de Fuca Ridge using military hydrophone arrays, *Mar. Technol. Soc. J.,* **27,** 22–30.

Fox, C.G., Matsumoto, H. & Tai-Kwan, A.L., 2001. Monitoring Pacific Ocean seismicity from an autonomous hydrophone array, *J. geophys. Res.,* **106**(B3), 4183–4206.

Frohlich, C., 1990. Note concerning non-double-couple source components from slip along surfaces of revolution, *J. geophys. Res.,* **95**(B5), 6861–6866.

Frohlich, C., 1994. Earthquakes with non-double-couple mechanisms, *Science,* **264,** 804–809.

Frohlich, C., 1995. Characteristics of well-determined non-double-couple earthquakes in the Harvard CMT catalog, *Phys. Earth planet. Inter.,* **91,** 213–228.

Frohlich, C. & Davis, S.D., 1990. Single-link cluster analysis as a method to evaluate spatial and temporal properties of earthquake catalogues, *Geophys. J. Int.,* **100**(1), 19–32.

Frohlich, C., Riedesel, A. & Apperson, K.D., 1989. Note concerning possible mechanisms for non-double-couple earthquake sources, *Geophys. Res. Lett.,* **16**(6), 523–526.

Gac, S., Dyment, J., Tisseau, C. & Goslin, J., 2003. Axial magnetic anomalies over slow-spreading ridge segments: insights from numerical 3-D thermal and physical modelling, *Geophys. J. Int.,* **154**(3), 618–632.

Gac, S., Tisseau, C., Dyment, J. & Goslin, J., 2006. Modelling the thermal evolution of slow-spreading ridge segments and their off-axis geophysical signature, *Geophys. J. Int.,* **164**(18), 341–358.

Gale, A., Laubier, M., Escrig, S. & Langmuir, C.H., 2013. Constraints on melting processes and plume-ridge interaction from comprehensive study

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/215/1/181/5040764
by liseresources@glos.ac.uk user
on 29 August 2018

of the FAMOUS and north FAMOUS segments, mid-atlantic ridge, *Earth planet. Sci. Lett.,* **365,** 209–220.

Gente, P. *et al.*, 1995. Characteristics and evolution of the segmentation of the Mid-Atlantic Ridge between 20°N and 24°N during the last 10 million years, *Earth planet. Sci. Lett.,* **129,** 55–57.

Gente, P., Dyment, J., Maia, M. & Goslin, J., 2003. Interaction between the Mid-Atlantic Ridge and the Azores hot spot during the last 85 Myr: emplacement and rifting of the hot spot-derived plateaus, *Geochem. Geophys. Geosyst.,* **4**(10), 1–23.

Goslin, J., Triatnord Scientific Party , 1999. Extent of Azores plume influence on the Mid-Atlantic Ridge north of the hotspot, *Geology,* **27**(11), 991–994.

Goslin, J. *et al.*, 2012. Spatiotemporal distribution of the seismicity along the Mid-Atlantic Ridge north of the Azores from hydroacoustic data: insights into seismogenic processes in a ridge-hot spot context. *Geochem. Geophys. Geosyst.,* **13**(2), Q02010.

Goud, M.R. & Karson, J.A., 1985. Tectonics of short-offset, slow-slipping transform zones in the FAMOUS area, Mid-Atlantic ridge, *Mar. Geophys. Res.,* **7,** 489–514.

Gracia, E., Charlou, J.L., Radford-Knoery, J. & Parson, L.M., 2000. Non-transform offsets along the Mid-Atlantic Ridge south of the Azores (38° N-34° N): ultramafic exposures and hosting of hydrothermal vents, *Earth planet. Sci. Lett.,* **177,** 89–103.

Gutenberg, B. & Richter, C.F., 1944. Frequency of earthquakes in California, *Bull. seism. Soc. Am.,* **34**(4), 185–188.

Heirtzler, J.R. & Van Andel, T.H., 1997. Project FAMOUS: its origin, programs and setting, *Bull. geol. Soc. Am.,* **88,** 481–487.

International Seismological Centre, On-line Bulletin, 2013. http://www.isc.ac.uk, Internatl. Seismol. Cent., Thatcham, UK.

Julian, B.R., Miller, A.D. & Foulger, G.R., 1998. Non-double-couple earthquakes 1, *Theory, Rev. Reviews of Geophyics,* **36**(4), 525–549.

Kawakatsu, H., 1991. Enigma of earthquakes at ridge-transform-fault plate boundaries distribution of non-double couple parameter of Harvard CMT solutions, *Geophys. Res. Lett.,* **18**(6), 1103–1106.

Klein, F.W., Wright, T. & Nakata, J., 2006. Aftershock decay, productivity, and stress rates in Hawaii: indicators of temperature and stress from magma sources, *J. geophys. Res.,* **111**(B7), B07307.

Macdonald, K.C., 1977. Near-bottom magnetic anomalies, asymmetric spreading, oblique spreading, and tectonics of the Mid-Atlantic Ridge near lat. 37° N, *Bull. geol. Soc. Am.,* **88,** 541–555.

Maia, M. & Gente, P., 1998. Three-dimensional gravity and bathymetry analysis of the Mid-Atlantic Ridge between 20° N and 24° N: flow geometry and temporal evolution of the segmentation, *J. geophys. Res.,* **103**(B1), 951–974.

Maia, M., Goslin, J. & Gente, P., 2007. Evolution of the accretion processes along the Mid-Atlantic Ridge north of the Azores since 5.5 Ma: an insight into the interactions between the ridge and the plume, *Geochem. Geophys. Geosyst.,* **8**(3), Q03013.

Magde, L.S., Barclay, A.H., Toomey, D.R., Detrick, R.S. & Collins, J.A., 2000. Crustal magma plumbing within a segment of the Mid-Atlantic Ridge, 35° N, *Earth planet. Sci. Lett.,* **175,** 55–67.

Nyffenegger, P. & Frohlich, C., 2000. Aftershock occurrence rate decay properties for intermediate and deep earthquake sequences, *Geophys. Res. Lett.,* **27**(8), 1215–1218.

Pan, J. & Dziewonski, M., 2005. Comparison of mid-oceanic earthquake epicentral differences of travel time, centroid locations, and those determined by autonomous underwater hydrophone arrays, *J. geophys. Res.,* **110,** B07302.

Parker, R.L., 1973. The rapid calculation of potential anomalies, *J. geophys. Res.,* **31,** 447–455.

Parson, L., Gracia, E., Coller, D., German, C. & Needham, D., 2000. Second-order segmentation: the relationship between volcanism and tectonism at the MAR, 38° N-35°40'N, *Earth planet. Sci. Lett.,* **178,** 231–251.

Paulatto, M., Canales, J.P., Dunn, R.A. & Sohn, R.A., 2015. Heterogeneous and asymmetric crustal accretion: new constraints from multi-beam bathymetry and potential field data from the Rainbow area of the Mid-Atlantic Ridge (36°15′N), *Geochem. Geophys. Geosyst.,* **16,** 2994–3014.

Perrot, J., 2010. HYDROBS-MOMAR 2010 cruise, RV Le Suroît.

Perrot, J., 2011. HYDROBS-MOMAR 2011 cruise, RV Le Suroît.

Ramberg, I.B., Gray, D.F. & Raynolds, R. G_ H, 1977. Tectonic Evolution of the FAMOUS Area of the Mid-Atlantic Ridge, Lat. 35°50' to 37°20'N, *Bull. geol. Soc. Am.* **88,** 609–620.

Reid, I. & Macdonald, K.C., 1973. Microearthquake study of the Mid-Atlantic Ridge near 37° N using sonobuoys, *Nature,* **246,** 88–90.

Rubin, A.M., 1992. Dike-induced faulting and graben subsidence in volcanic rift zones, *J. geophys. Res.,* **97,** 1839–1858.

Rubin, A.M. & Gillard, D., 1998. Dike-induced earthquakes: theoretical considerations, *J. geophys. Res.,* **103,** 10 017–10 030.

Shuler, A. & Nettles, M., 2012. Earthquake source parameters for the 2010 western Gulf of Aden rifting episode, *Geophys. J. Int.,* **190,** 111–1122.

Shuler, A., Nettles, M. & Ekström, G., 2013. Global observation of vertical-CLVD earthquakes at active volcanoes, *J. geophys. Res.,* **118,** 138–164.

Simão, N., Escartín, J., Goslin, J., Haxel, J., Cannat, M & Dziak, R., 2010. Regional seismicity of the Mid-Atlantic Ridge: observations from autonomous hydrophone arrays, *Geophys. J. Int.,* **183**(3), 1559–1578.

Sinton, J.M. & Detrick, R.S., 1992. Mid-ocean ridge magma chambers, *J. geophys. Res.,* **97**(B1), 197–216.

Smith, D.K. & Cann, J.R., 1993. Building the crust at the Mid-Atlantic Ridge, *Nature,* **365,** 707–715.

Smith, D.K., Tolstoy, M., Fox, C.G., Bohnenstiehl, D.R., Matsumoto, H. & Fowler, M.J., 2002. Hydroacoustic monitoring of seismicity at the slow-spreading Mid-Atlantic Ridge, *Geophys. Res. Lett.,* **29**(11), 13–1-13-4.

Teague, W.J., Carron, M.J. & Hogan, P.J., 1990. A comparison between the Generalized Digital Environmental Model and levitus climatologies, Tech. Rep., DTIC Document.

Toda, S., Stein, R.S. & Sagiya, T., 2002. Evidence from the AD 2000 Izu islands earthquake swarm that stressing rate governs seismicity, *Nature,* **419,** 58–61.

Thibaud, R., Gente, P. & Maia, M., 1998. A systematic analysis of the Mid-Atlantic Ridge morphology and gravity between 15° N and 40° N: constraints of the thermal structure, *J. geophys. Res.,* **103**(B10), 24 223–24 243.

Tolstoy, M., Bohnenstiehl, D.R., Edwards, M. & Kurras, G., 2001. Seismic character of volcanic activity at the ultraslow-spreading Gakkel Ridge, *Geology,* **29,** 1139–1142.

Tsang-Hin-Sun, E., Royer, J.-Y. & Perrot, J., 2016. Seismicity and active accretion processes at the ultraslow-spreading Southwest and intermediate-spreading Southeast Indian ridges from hydroacoustic data, *Geophys. J. Int.,* **206**(2), 1232–1245.

Utsu, T. & Ogata, Y., 1997. Statistical analysis of seismicity, in *IASPEI Software Library 6,* pp. 13–94, eds Healy, J.H., Kelis-Borok, V.I. & Lee, W.H.K., IASPEI and Seismological Society of America.

Utsu, T., Ogata, Y. & Matsu'ura, R.S., 1995. The centenary of the Omori formula for a decay law of aftershock activity, *J. Phys. Earth,* **43,** 1–33.

Wessel, P., Smith, W.H., Scharroo, R., Luis, J. & Wobbe, F., 2013. Generic mapping tools: improved version released, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.,* **94,** 409–410.

Wilcock, W.S.D. *et al.*, 2016. Seismic constraints on caldera dynamics from the 2015 Axial Seamount eruption, *Science,* **354**(6318), 1395–1398.

Yang, T., Shen, Y., van der Lee, S., Solomon, S.C. & Hung, S.-H., 2006. Upper mantle structure beneath the Azores hotspot from finite-frequency seismic tomograph, *Earth planet. Sci. Lett.,* **250,** 11–26.

Goslin, J., Lourenço, N., Dziak, R. P., Bohnenstiehl, D. R., Haxel , J. & Luis, J., 2005. Long-term seismicity of the Reykjanes Ridge (North Atlantic) recorded by a regional hydrophone array. *Geophys. J. Int.,* **162**(2), 516–524.

Knopoff, L. & Randall, M. J., 1970. The Compensated Linear Vector-Dipole: A possible Mechanism for Deep Earthquakes, *J. geophys. Res.,* **75**(26), 4957–4963.

Fox, C.G. & Dziak, R. P., 1998. Hydroacoustic detection of volcanic activity on the Gorda Ridge, February-March 1996, *Deep-Sea Res. II,* **45**(12), 2513–2530.

Downloaded from https://academic.oup.com/gji/article-abstract/215/1/181/5040764
by liseresources@glos.ac.uk user
on 29 August 2018

Remarques complémentaires à l'article North FAMOUS - FAMOUS

La dynamique observée lors de la crise de North FAMOUS a mis en évidence une propagation latérale de l'activité sismique avec une migration visible des événements hydroacoustiques et télésismiques. Bien que les localisations des événements télésismiques soient globalement moins proches de l'épicentre des séismes que les événements hydroacoustiques (Pan and Dziewonski, 2005), on peut considérer leur position de manière relative les uns par rapport aux autres. Ainsi, en cas de mauvaises contraintes dans la localisation des événements hydroacoustiques, les événements télésismiques, si présents, peuvent être également des proxies d'une possible migration de la sismicité puisqu'ils sont synchrones à la propagation du dike. Une carte complémentaire commentée concernant la différence de localisation entre les événements hydroacoustiques et télésismiques est accessible en annexe C3.
Les évéments télésismiques associés à une solution GCMT décrivent le schéma suivant : (1) un séisme déclencheur de forte magnitude associé au début de l'intrusion de dike et à sa propagation latérale vers le sud, (2) un séisme caractérisé par un tenseur des moments avec une forte composante CLVD, (3) un séisme de forte magnitude dû au réajustement des contraintes suite à l'intrusion du dike, (4) un séisme "barrière", à la suite duquel la propagation du dike s'interrompt, avec la possibilité d'un changement de direction pour une seconde intrusion de dike vers le nord. Ce dernier événement (4) de forte magnitude de la crise North FAMOUS pourrait refléter des contraintes "barrières" apparentées à la concentration de contraintes tectoniques empêchant la propagation du dike et peuvent également engendrer un changement de direction de propagation lors d'une prochaine intrusion magmatique (Buck et al., 2006; Grandin et al., 2011).

En comparaison, la crise de Lucky Strike ne comporte qu'un événement décrit par un tenseur des moments avec des composantes fortement double-couple. Ce séisme de forte magnitude est généré 5.5 h après la majorité des événements hydroacoustiques et correspondrait à un glissement le long d'une faille normale en réponse au changement des contraintes du milieu induit par les mouvements de magma dans la croûte océanique (Dziak et al., 2004b). La répartition des événements télésismiques de cette crise diffère de celle de North FAMOUS puisqu'ils sont générés après la majorité des événements hydroacoustiques, et ne sont donc pas synchrones à l'intrusion de dike. Dans ce cas, cet événement de forte magnitude ne semble pas assimilé à des contraintes "barrières". Au niveau de la dorsale Sud-Est Indienne, la crise associée à une propagation latérale décrite par Tsang-Hin-Sun et al. (2016) présente comme les essaims de North FAMOUS et de Lucky Strike, un grand nombre d'événements télésismiques (18 au total) et hydroacoustiques ($\sim$200) générés pour la majorité en 2 jours. Parmi ces événements, 2 ont une solution GCMT de type double-couple et reflètent un mécanisme d'extension. Ces deux séismes de forte magnitude ont été produits en fin de séquence durant le réajustement des contraintes au passage du dike, et non pas à la fin de la migration et ne correspondent donc pas à des contraintes "barrières". Cependant, comme pour la crise North FAMOUS, les premiers événements télésismiques sont synchrones à la migration du dike. La fin de la migration est marquée par un événement télésismique (M_S=3.2) qui pourrait s'apparenter au séisme

"barrière" de la crise de North FAMOUS.

Les crises H2a et H2aS, même segment à 4 mois d'intervalle

Au cours de sa période de déploiement, le réseau HM12-14 a enregistré 3 crises importantes, cependant aucune n'a d'événements localisés par plus de 3 hydrophones. L'absence d'erreurs associées ne permet donc pas de définir plus précisément la zone ayant subie la déformation. Ce manque de contrainte sur la localisation des événements hydroacoustiques limite donc l'interprétation spatiale de ces crises.

Les crises H2aS et H2a ont respectivement eu lieu en novembre 2013 et février 2014 à 4 mois d'intervalle et ont durée une vingtaine de jours (table 5.2). Outre leur proximité temporelle, elles ont été générées dans la même zone. La très grande dispersion des événements hydroacoustiques des 2 crises réparties sur une longueur de plus de 120 km provient de la localisation avec seulement 3 instruments en dehors du réseau d'hydrophones HM12-14 (Fig. 5.8). En effet, ils sont situés sur la partie est de la dorsale, en grande partie en dehors de la vallée axiale, et sur les murs externes des segments entre 31.25°N-32.5°N pour la crise H2aS et 32°N-33°N pour la crise H2a. La position des séismes télésismiques est plus restreinte. Les événements se répartissent sur une vingtaine de kilomètres. Ils se concentrent sur les murs externes du centre à l'extrémité sud du segment HA5 lors de la crise H2aS. L'année suivante, c'est la partie nord de ce même segment qui subit la déformation durant la crise H2a avec les séismes télésismiques répartis dans la vallée axiale. Il est impossible d'affirmer avec certitude quelles sections du segment ont réellement généré ces épisodes de grande ampleur. La distribution des événements télésismiques diffère de celle des événements hydroacoustiques, mais on peut supposer que l'activité est majoritairement répartie sur le segment HA5.

Le segment HA5 est long de 50 km, sa vallée axiale est peu profonde (∼800 m) et relativement étroite (∼11 km), se rapprochant de la morphologie du segment OH1, magmatiquement robuste (Thibaud, 1998). Son ΔMBA (-30 mGal) le classe également dans les segments de type chaud (Thibaud et al., 1998). Ce fort ΔMBA indique une différence majeure dans le régime thermique entre le centre et les extrémités du segment. Cependant, la mauvaise couverture bathymétrique sur les flancs de ce segment empêche de mettre en évidence des structures géologiques associées à une alimentation magmatique dominante par rapport à l'extension tectonique, ou au contraire des structures reflétant un faible apport magmatique, telles que des failles de détachement (Fig. 5.10).

La comparaison des crises H2a et H2aS avec les essaims de Lucky Strike (Dziak et al., 2004b) et North FAMOUS peut aider à la compréhension des mécanismes mis en place. Ces épisodes ont en effet des points communs. Les deux crises du segment HA5 comprennent respectivement 447 et 543 événements hydroacoustiques dont 22 ($3.6 \leq m_b \leq 4.8$) et 13 ($3.6 \leq m_b \leq 5$) détectés par des stations terrestres (table 5.2). Outre ces chocs principaux, les événements montrent des *sources levels* modérés (Fig 5.9c-f). La distribution temporelle de la sismicité pour

la crise H2aS révèle que 80% des événements ont été générés en 3 jours (Fig. 5.9c-d) tandis que la crise H2a en a produit ∼50% sur la même période (Fig. 5.9e-f). Cette forte proportion d'événements hydroacoustiques au début de la crise H2aS, associés aux événements télésismiques générés en ∼2 jours, est comparable à celle de l'essaim de North FAMOUS. La distribution temporelle des événements hydroacoustiques et télésismiques de H2a diffère et montre des événements télésismiques 4 jours après le début de la crise (Fig. 5.9e).

La présence de forts et nombreux événements télésismiques suggère de tester une MOL pour ces deux épisodes, en choisissant pour choc principal l'événement de plus forte magnitude, $Mw = 5.4$ (12/11/2013 à 10 :41 GMT) pour la crise H2aS et $Mw = 5.2$ (1/03/2014 à 02 :16 GMT) pour H2a. Une bonne correspondance de la MOL est obtenue pour les 2 crises, avec pour le test d'Anderson Darling, une valeur $A^2 \sim 0.4$ (table 5.2). Ces deux valeurs de p sont du même ordre de grandeur que celles associées aux séquences symétriques dans l'étude de Simao et al. (2010). Cependant, les valeurs p diffèrent avec p proche de 1 dans le cas de la crise H2aS, et p proche de 2 pour H2a (table 5.2). Une forte valeur de p ($p > 1$) reflète un relâchement rapide des contraintes, où le taux de décroissance peut être du à une température hypocentrale élevée (Bohnenstiehl et al., 2002; Klein et al., 2006) comme suggéré pour l'essaim de North FAMOUS (Giusti et al., 2018). Ainsi, si l'on associe la valeur de p au régime thermique crustal, les différences obtenues pour la crise H2aS et H2a pourraient peut être révéler un contexte de mise en place avec une température plus élevée pour la crise nord que pour la crise sud.

Parmi les événements télésismiques, 5 sont caractérisés par un tenseur des moments pour la crise H2a et 3 pour la crise H2aS. Seul un tenseur des moments de la crise H2a se distingue, avec une valeur propre montrant une solution proche du non double-couple, avec une forte composante CLVD comme pour la crise North FAMOUS ($\epsilon = -0.4$). Les 7 autres événements de ces 2 crises qui possèdent une solution GCMT ont un mécanisme au foyer reflétant une extension et ont des composantes des tenseurs des moments proches du double-couple ($\epsilon \sim 0$). Pour la crise H2a, l'événement associé à un tenseur des moments avec une forte composante CLVD et pouvant refléter des injections de fluides dans des zones magmatiques, n'a pas lieu au début de la séquence comme pour la crise de North FAMOUS. Il s'agit en effet du dernier événement GCMT qui se produit un peu plus de deux jours après le premier événement ayant une solution GCMT. Ce dernier événement GCMT peut expliquer le grand nombre d'événements hydroacoustiques (∼50% de l'activité) qui a eu lieu et refléterait le prolongement de l'activité magmatique 3 jours après son initiation.

Il est vrai que la forte valeur de p pour la crise H2a pourrait également être causée par des mécanismes associées à une accrétion asymétrique avec le fonctionnement d'une faille de détachement (Simao et al., 2010). Cependant le tenseur des moments avec une forte composante CLVD ainsi que la quantité d'événements hydroacoustiques (~ 500) joue en faveur de l'origine magmatique. De plus, aucune crise de cette ampleur hydroacoustique et télésismique n'a été rattachée à une faille de détachement dans l'étude de Simao et al. (2010).

La figure 5.10 montre la projection des événements télésismiques des deux crises le long

d'un même profil afin de mettre en évidence une propagation latérale de la sismicité pouvant être associée une intrusion de dike. La localisation des événements télésimisques est analysée de manière relative les uns par rapport aux autres. La distribution des événements télésismiques de la crise H2a le long du profil ne reflète pas une migration de la sismicité, tandis que pour la crise H2aS une migration sur 15 km pourrait être envisagée mais aurait lieu du sud vers le nord (soit de l'extrémité vers le centre du segment HA5). L'analyse d'une migration à partir d'événements télésismiques n'est pas forcément fiable comme évoqué précédemment (Schlindwein, 2012). Si l'on suppose que les événements télésismiques de la crise H2aS suivent le déplacement de la tête du dike dans la croûte océanique, l'orientation de la migration est alors observée. La localisation des événements télésismiques peut être associée à de grandes incertitudes de localisation (Pan and Dziewonski, 2005), ne permettant pas de situer avec précision la crise sur le segment mais une alimentation de l'apport magmatique de l'extrémité vers le centre du segment a été observée par Canales et al. (2000) au niveau du segment OH2.

Si l'on se réfère aux crises de North FAMOUS et de Lucky Strike, toutes deux ont pu être associées à la présence d'un large spectre de fréquences autour des signaux sismiques, reflétant le mouvement de magma. La localisation hors réseau des crises H2a et H2aS rend difficile l'observation d'un tel spectre : les crises du segment HA5 sont enregistrées sur des hydrophones se situant à des distances 3 fois supérieures aux distances d'observation de la crise Lucky Strike. Les enregistrements hydroacoustiques n'ont révélé aucun signal acoustique de ce type durant la crise H2a. Tandis que pour la crise H2aS, une forte énergie a été observée au début de la crise, le 11 novembre, durant $\sim$1h. Il débute avec les 3 premiers téléséismes, autour de 22 :00 GMT. Cependant le signal est relativement faible et est visible sur les enregistrements durant $\sim$1h. Son lien avec une activité magmatique n'est que suggéré.

Le caractère exceptionnel de ces deux crises d'envergure provient de leur proximité spatiale et temporelle. On peut se questionner également sur le lien existant entre les processus responsables de la crise H2aS au sud du segment HA5 et de la crise H2a située plus au nord du même segment. Toutes les observations faites sur ces deux épisodes ne permettent pas une interprétation claire du mécanisme de ces 2 crises. Leur correspondance avec une MOL traduit des processus tectoniques d'extension. Dans un contexte magmatique, les événements tectoniques de fortes magnitudes peuvent être dûs au relâchement des contraintes des failles normales, qui s'adaptent au nouveau régime de contraintes causé par l'emplacement de magma ou l'intrusion de dike, avec un transfert des contraintes à des failles avoisinantes (Läderach et al., 2012). La forte valeur de p pour la crise H2a pourrait refléter un environnement chaud, de même que la présence d'un événement avec une forte composante CLVD. Aucune migration n'a pu être mise en évidence avec les événements télésismiques.

Ces deux crises d'envergure sont caractérisées par des critères les rapprochant des essaims, comme le nombre d'événements hydroacoustiques et télésismiques, et une différence de magnitude entre des événements télésismiques < 1 (ΔMu, cf. section précédente).

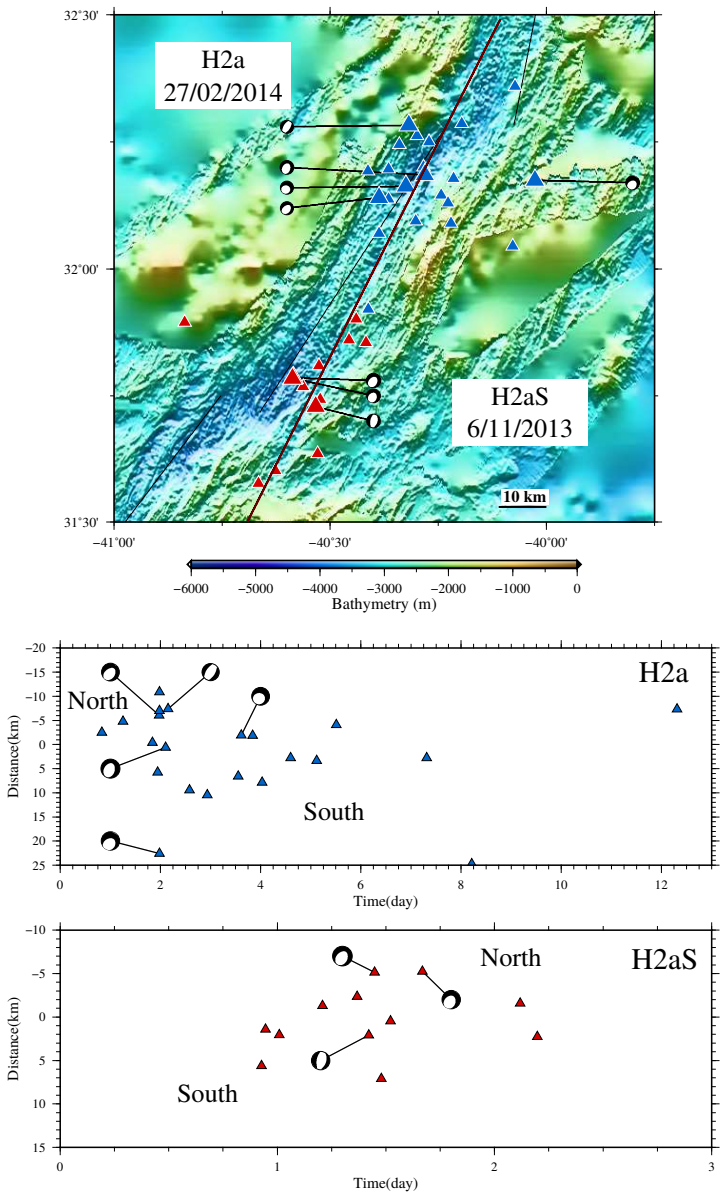


FIGURE 5.10 – (Haut) Localisation des 2 séquences télésismiques de type "crise d'envergure". Les événements télésismiques (triangle) sont représentés et la représentation du tenseur des moments GCMT (Ekström et al., 2012) est reliée à l'événement télésismique correspondant. Profil le long duquel sont projetés les événements (ligne rouge). Bathymétrie d'après Ryan et al. (2009). (Bas) Profil de migration des crises H2a et H2aS.
(Top) Location of the 2 teleseismic clusters "major crise". The teleseismic (triangle) events are represented and the full moment tensor solution GCMT (Ekström et al., 2012) is linked to the corresponding hydroacoustic event. Profil along which the events are projected (red line). Bathymetry after Ryan et al. (2009). (Bottom) Profile of migration for the H2a and H2aS crises.

Comparaison avec la crise H2b

La dernière crise de grande envergure de cette étude est H2b. Cette dernière diffère de North FAMOUS, H2a et H2aS par son unique événement télésismique et son moindre nombre d'événements hydroacoustiques. La crise H2b s'est produite en avril 2013 au niveau du segment

OH3 durant ∼30 jours (Fig. 5.9a). Elle comporte 200 événements hydroacoustiques (table 5.2), dont 98 avec un $SL \geq SL_c$ du réseau d'hydrophones (SL_c =201 dB, cf. chapitre 3). La distribution temporelle de la sismicité met en évidence une phase très active durant les 3 premiers jours (26 au 29/04/2013) où plus de 85% des événements sont produits (Fig. 5.9b). L'événement télésismique de plus forte magnitude, M_w =4.9, se produit une dizaine de jours plus tard, à la fin de la crise. Son mécanisme au foyer associé reflète une déformation en extension de type faille normale. Les *Source Levels* des séismes sont du même ordre de grandeur, à l'exception de quelques événements. La répartition temporelle de cette crise ne suit pas une MOL, ce qui la rapproche de la crise de Lucky Strike (Dziak et al., 2004b). D'un point de vue spatial, la sismicité se répartit sur une trentaine de kilomètres, le long de la vallée axiale du segment OH3. L'absence d'erreurs de localisation ne permet pas de savoir si cette étendue est réelle ou due à une mauvaise localisation avec 3 instruments. Des événements sont également présents jusque dans le bassin nodal de la NTO nord, ainsi que sur les murs externes du segment à ∼ 10 km de l'axe. Le séisme de plus forte magnitude est localisé au niveau du coin interne nord. Le manque de contrôle sur la localisation des événements hydroacoustiques est un facteur limitant pour l'interprétation spatiale de cette crise. Toutefois, des données structurales et gravimétriques sont un appui non négligeable et peuvent ainsi être comparées à la distribution de la sismicité.

Le segment OH3, long de 45 km, est composé d'une croûte océanique d'∼ 6.6 km en son centre (Hooft et al., 2000). Son ΔMBA (-15 mGal) le range dans les segments de type intermédiaire dans la classification de Thibaud (1998). Cette différence de MBA entre son centre et les extrémités traduit une variation d'épaisseur de croûte de l'ordre de 2 km (Hooft et al., 2000). L'épaisseur moyenne de la croûte du segment OH3 est équivalente aux deux segments situés au nord (OH2 et OH1) et suggère une répartition plus homogène de l'apport magmatique le long du segment. La partie nord correspond à la zone la moins profonde et la plus étroite du segment, ainsi qu'à la croûte la plus épaisse, associée à une MBA très négative (Detrick et al., 1995). Cependant, les observations in-situ et les nombreux échantillons recueillis lors de l'expédition OCEANAUT de 1995 fournissent des interprétations suggérant un apport magmatique faible dans la partie nord (Bideau et al., 1998; Gràcia et al., 1997, 1999). Le centre de la vallée axiale du segment OH3 ne présente aucune zone néovolcanique récente. Ce dernier est recouvert de sédiments et montre des structures tectonisées. L'activité néovolcanique la plus récente se situe dans sa partie sud où des pillows lavas et des laves litées non fissurées ont été observés (Gràcia et al., 1999). La relocalisation du volcanisme au sud de la partie centrale, dans la partie la plus profonde du segment, pourrait suggérer un changement dans la localisation de la source magmatique ou une alimentation préférentielle de la partie sud par une intrusion latérale de dike (Gràcia et al., 1999). D'après Hooft et al. (2000), l'extrémité nord du segment est dominée par des processus de serpentisation et de fracturation. Au niveau de la NTO nord, à la limite avec le segment OH2, du basalte a été échantillonné dans le bassin nodal ouest dans le prolongement de la vallée axiale, tandis que des roches ultramafiques serpentinisées ont été observées sur les flancs du massif ouest de la NTO (Gràcia et al., 2000). Les intrusions magmatiques de dolérites observées dans les roches ultramafiques le long du massif ouest de la

NTO auraient été mises en place durant des périodes de fort apport magmatique (Gràcia et al., 1997). Les massifs de la NTO sont orientés NE-SW, de même que les linéations de cette zone.

Ainsi, bien que la partie nord du segment OH3 soit décrite comme anciennement volcanique, le nombre élevé d'événements hydroacoustiques, l'incompatibilité de la séquence avec une MOL ainsi qu'un *Source Level* modéré et quasiment homogène, suggèrent une origine magmatique pour la crise d'avril 2013. La partie nord actuellement sous-alimentée en magma a pu subir un épisode de fort apport magmatique comme lors des intrusions de dolérites (Gràcia et al., 1997). La faible sismicité enregistrée pourrait être causée par des mouvements de magma en profondeur. L'étendue de la crise sur toute la partie nord peut être due à une propagation latérale ou bien à un apport vertical en magma. Le séisme de forte magnitude généré en fin de séquence pourrait être associé à un glissement le long des escarpements de failles majeurs présents à cet endroit, son mécanisme foyer suit la même orientation. Il a pu être généré en réponse aux changements de contraintes (Rubin, 1992; Rubin and Gillard, 1998).

De même que pour la crise H2aS, un large spectre de fréquences autour des signaux acoustiques est observé sur les enregistrements durant ∼2h à partir de 8 :00 GMT le 26 avril 2013. On ne peut que suggérer le lien entre cette énergie et un déplacement de magma.

Pour conclure, ces 4 crises d'envergure (North FAMOUS, H2aS, H2a et H2b) montrent des critères communs aux crises d'origine tectono-magmatique des dorsales lentes (Dziak et al., 2004b) et ultra lentes (Läderach et al., 2012; Tsang-Hin-Sun et al., 2016). Toutes ont une activité exceptionnelle, avec plus de 200 événements hydroacoustiques, comparée aux autres crises détectées dans cette zone. Outre la crise H2b décrite par aucun essaim télésismique, les autres crises sont toutes associées à au moins 15 événements télésismiques traduisant des processus de grande ampleur et exceptionnels puisque ces crises ne représentent que 10% des crises détectées. La durée de l'activité est équivalente (∼20 jours) mais l'activité principale est générée en seulement quelques jours et les séismes télésimiques ont lieu pour la plupart en 2 jours.

Aucune crise n'est équivalente à North FAMOUS, qui se démarque par son large spectre de fréquences associé à l'intrusion de dikes dans la croûte océanique. Cependant, la proximité de cette crise avec un instrument est à prendre en compte dans l'étude du spectre de fréquence. En effet, les autres crises sont situées à des distances plus importantes des hydrophones enregistrant l'activité sismique.

Le manque de contraintes sur les localisations hydroacoustiques des crises H2a, H2aS et H2b limite grandement leur interprétation spatio-temporelle et donc la compréhension de la dynamique et des processus à l'origine de ces crises. Toutefois, une origine tectono-magmatique est fortement suggérée, qu'elle soit liée à une propagation latérale de dike ou à un remplissage d'une poche de magma.

Crises d'envergure

* Ces crises se distinguent des autres séquences de par leur nombre élevé d'événements hydroacoustiques. Trois d'entre elles comptent ∼500 événements hydroacoustiques et plus de 15 téléséismes. Tandis que la dernière se démarque par son plus faible nombre d'événements hydroacoustiques (200, qui reste tout de même élevé comparé aux séquences suivantes), et son unique événement télésismique.

* Deux crises (North FAMOUS et H2a) ont un événement télésismique dont le tenseur des moments a une forte composantes CLVD, pouvant suggérer des injections de fluide dans une zone magmatique.

* En termes de distribution temporelle, plus de la moitié des événements est générée en moins de 4 jours. Une MOL a pu être ajustée pour certaines crises (North FAMOUS, H2a, et H2aS) avec des valeurs de p différentes (de 1 à 2.3). Tandis que la crise H2b n'a pu satisfaire une MOL, rappelant le cas de la crise Lucky Strike (Dziak et al., 2004b).

* En termes de distribution spatiale, les événements hydroacoustiques de même que les événements télésismiques peuvent être localisés sur une grande étendue (> 30 km). Cette étendue peut refléter une migration de l'activité sismique comme observé lors de la crise North FAMOUS (Giusti et al., 2018). Cependant, les mauvaises contraintes sur la localisation des événements hydroacoustiques des 3 autres crises (localisées par uniquement 3 AUHs) n'a pas permis de mettre en évidence de propagation latérale liée au déplacement d'un dike dans la croûte océanique. On ne peut que suggérer une possible migration pour la crise H2aS à partir des téléséismes.

* La présence d'un large spectre de fréquence est interprétée comme la résultante de l'ensemble des secousses lié au déplacement de magma dans la croûte (Dziak et al., 2004b). Ce spectre a été observé lors de la crise North FAMOUS durant ∼20 h, contrastant avec celui observé lors de la crise Lucky Strike (∼30min, Dziak et al., 2004b). Les crises H2b et H2aS présentent dans leur signal l'apparition d'une forte énergie continue sur 1 à 2 h, détonnant avec le bruit de fond, mais son lien avec une activité magmatique n'est que suggérée.

* Toutes ces crises, ainsi que la crise Lucky Strike, seraient générées par des processus tectono-magmatiques d'ampleur exceptionnelle, excepté la crise H2b pour laquelle les processus tectoniques sont peu représentées.

5.2.3 Centre de segment

Parmi les 25 séquences analysées, 4 sont situées en centre de segment. En comparaison des crises d'envergure, leur durée est deux fois moins importante, ~ 10 jours, de même que le nombre d'événements associés. En effet, outre la crise M3b, qui compte un peu plus de 60 événements hydroacoustiques, les autres séquences sont caractérisées par une trentaine d'événements. On remarque également le faible nombre d'événements télésismiques enregistrés par les stations terrestres variant de 0 à 2 (table 5.3). De plus, ces événements télésismiques n'ont pas une magnitude suffisante ($3.6 \leq m_b \leq 4.1$) pour être décrits par un tenseur des moments. La période d'activité est très courte, la quasi totalité des séismes a lieu en 24h (Fig. 5.13). Au regard des crises d'envergure, les processus à l'origine de ces crises situées en centre de segment semblent liés à des mécanismes plus rapides et produisent des événements moins importants en nombre et en magnitude.

TABLE 5.3 – Séquences détectées par la méthode *Single Link Cluster* dans les catalogues hydroacoustiques de l'Atlantique nord et étudiées dans ce chapitre. Pour les événements avec une solution GCMT, la valeur ϵ est indiquée quand proche de ± 0.4, reflétant une forte composante CLVD. La valeur SL_c est celle de la séquence (et non du réseau d'hydrophones), elle est définie avant de réaliser une MOL. MOL testée mais non satisfaisante (RND), MOL non réalisée (NR).
Clusters detected in the hydroacoustic catalogues of the northern Atlantic with a Single Link Cluster analysis and studied in this chapter. For the events with a GCMT solution, the value ϵ is indicated when close to ± 0.4 reflecting a strong CLVD component. The SL_c value is the one for the cluster (not the same that the SL_c of the AUHs array), this value is defined before realising a MOL. MOL tested but not adjusted (RND), a non realised MOL (NR).

Id	Date Durée (j.)	Lat. (°N)	Long. (°W)	Loc.	Nb. evts. (≥4 AUHs)	ISC (GCMT & $\epsilon \sim \pm 0.4$)	SL_c (dB)	MOL
M1f	28/11/2005 8	35.888	34.212	South AMAR	26 (23)	0 (0)		NR
M3b	25/05/2008 6	35.933	34.106	South AMAR	67 (23)	1 (0)	202	RND
H2c	28/10/2013 14	34.870	36.439	OH1	29 (0)	0 (0)		NR
H2e	6/01/2013 13	33.267	39.233	HA1	24 (0)	2 (0)	205	RND

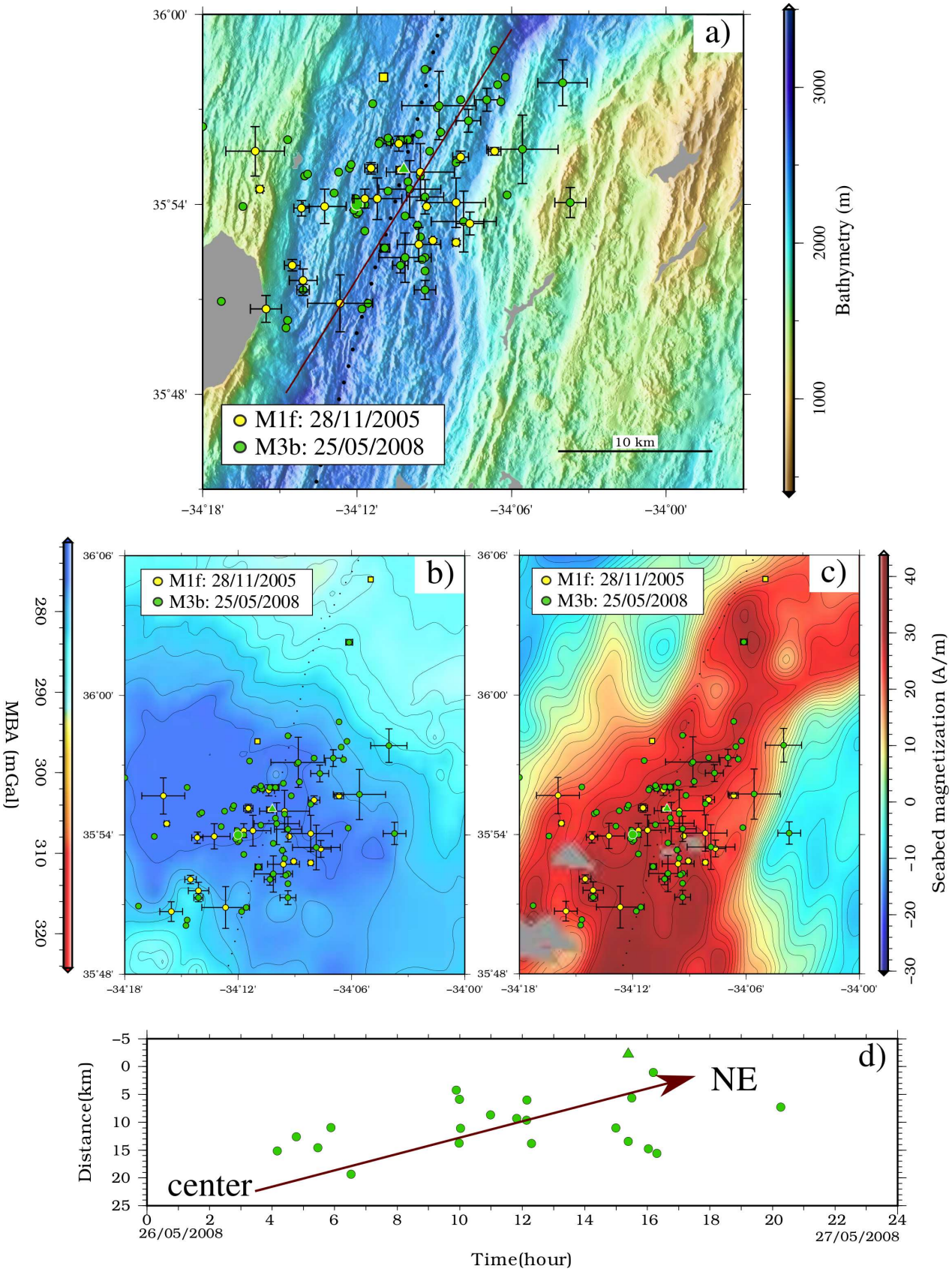

a)
M1f: 28/11/2005
M3b: 25/05/2008
10 km
Bathymetry (m)
b)
c)
MBA (mGal)
Seabed magnetization (A/m)
d)
NE
center
Distance(km)
Time(hour)
26/05/2008
27/05/2008

FIGURE 5.11 – Localisation de 2 séquences sismiques en centre de segment. Les événements hydroacoustiques (cercle) et télésismiques (triangle) sont représentés. Profil le long duquel sont projetés les événements de la crise M3b (ligne rouge) a) Bathymétrie b) MBA et c) Aimantation du plancher d'après Sohn et al. (2018). d) Profil de migration de la crise M3b.
Location of 2 clusters in a segment center. The hydroacoustic (circle) and teleseismic (triangle) events are represented. Profile along which the events of the cluster M3b are projected (red line). a) Bathymetry b) MBA and c) seabed magnetization after Sohn et al. (2018). d) Profile of migration.

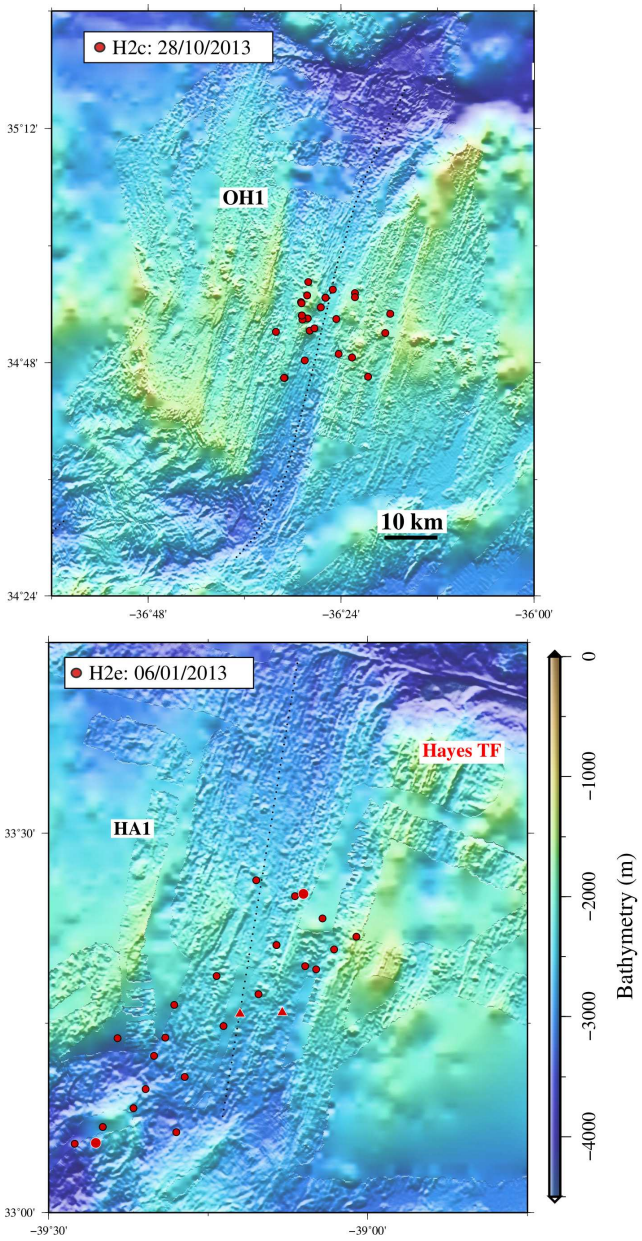


FIGURE 5.12 – Localisation de 2 séquences sismiques en centre de segment. Les événements hydroacoustiques (cercle) et télésismiques (triangle) sont représentés. Bathymétrie d'après Ryan et al. (2009).
Location of 2 clusters in a segment center. The hydroacoustic (circle) and teleseismic (triangle) events are represented. Bathymetry after Ryan et al. (2009).

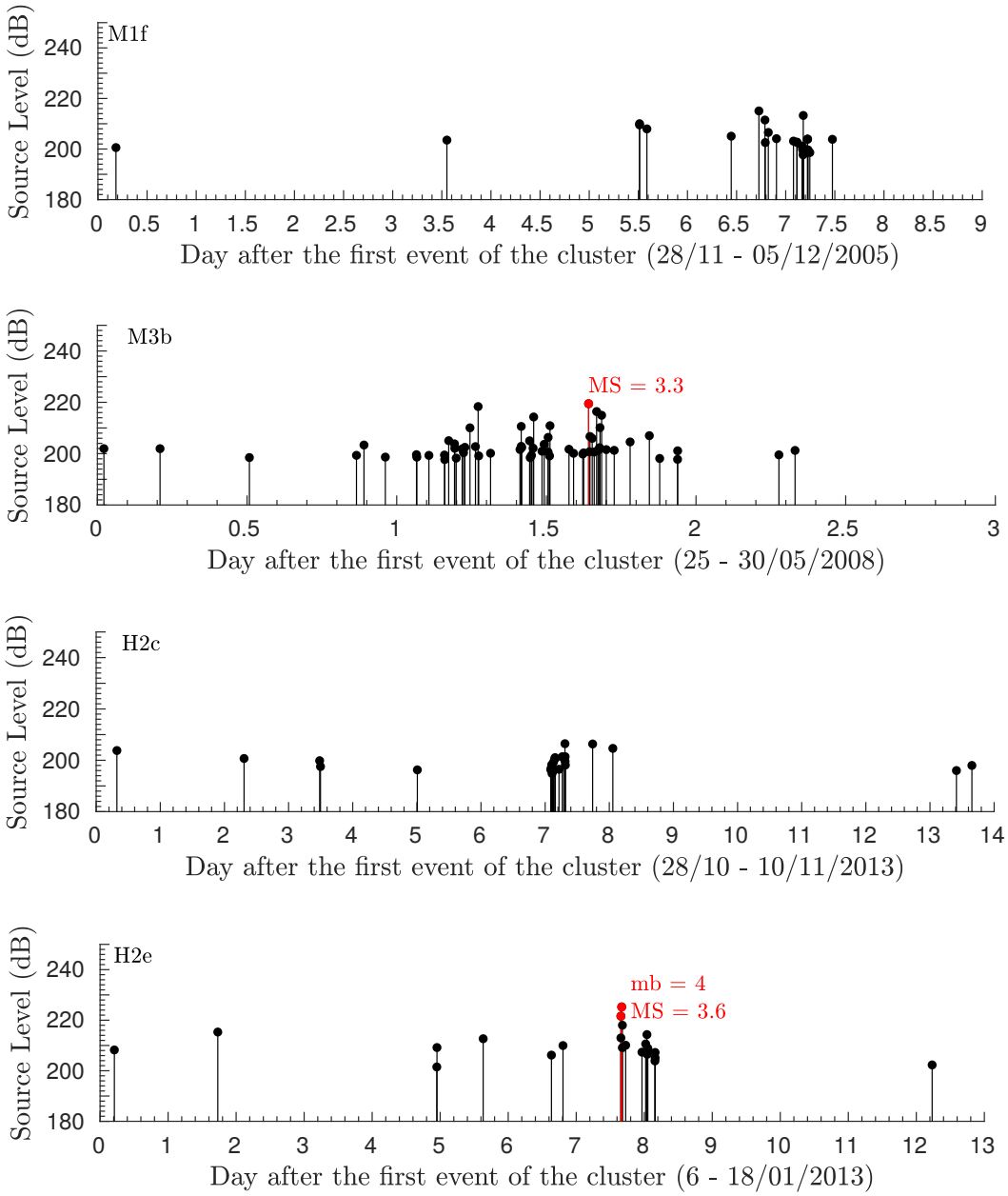


FIGURE 5.13 – Distribution temporelle des événements des séquences sismiques, localisées en centre de segment, en fonction du *Source Level*. Les événements détectés : uniquement par les AUHs (cercle noir), par les AUHs et les stations terrestres (cercle rouge).
Source Level distribution versus time of the events of the clusters localised in segment center. The events detected by : only the AUHs (black dot), the AUHs and the land based stations (red dot).

La distribution temporelle de ces crises montre des *Source Levels* peu élevés. Il faut noter que les crises M1f et H2c ont moins de 10 événements avec un *Source Level* supérieur au seuil de détection de leur réseau d'hydrophones associé, $SL \geq SL_c$ (respectivement $SL_c = 208$ et 201 dB, cf. chapitre 3). Ces deux crises sont donc relativement faibles et leurs *Source Levels* homogènes. Aucun choc principal n'est relevé. A l'inverse, les crises M3b et H2e ont quasiment tous leurs événements avec $SL \geq SL_c$ pour les deux réseaux d'hydrophones respectifs

(SL_c =201 dB, cf. chapitre 3). Tout comme les deux crises précédentes, les *Source Levels* obtenus pour M3b et H2e sont relativement homogènes. Toutefois, une petite décroissance est visible après les événements télésismiques de plus forte magnitude. Une MOL a donc été testée, mais aucune de ces crises ne satisfait une loi de décroissance.

En termes de distribution spatiale, l'activité sismique est concentrée au centre des vallées axiales des segments South AMAR (M1f et M3b), OH1 (H2c) et HA1 (H2e), dans les 10 km de part et d'autre de l'axe de la ride (Figs. 5.12-5.11a). La localisation des crises H2c et H2e n'est pas contrainte, aucun événement est localisé par plus de 3 instruments (table 5.3). Toutefois, la crise H2c se situe au centre du réseau d'hydrophones. La localisation est donc plus fiable et les événements de la crise ne sont d'ailleurs pas dispersés (Fig. 5.12). Par contre, la crise H2e est située légèrement à l'extérieur au sud du réseau d'hydrophones induisant une localisation moins contrainte des événements. Cette crise présente une répartition allongée s'étendant du centre de HA1 à la zone de relais située à l'extrémité sud de ce segment sur ∼30 km (Fig. 5.12). Mais l'absence d'erreur associée à cette crise ne permet pas d'affirmer que l'activité a réellement été générée sur cette distance. Contrairement aux 2 séquences précédentes, les crises M1f et M3b comprennent de nombreux événements localisés par plus de 3 hydrophones. Ainsi, la quasi totalité des événements de M1f et un peu moins de la moitié de ceux de M3b peuvent être associés à une erreur de localisation (table 5.3). Une migration de la sismicité pour les événements hydroacoustiques avec des erreurs de localisation inférieures à 4 km a été mise en évidence pour la crise M3b (Fig. 5.11d). En effet, la sismicité semble se distribuer du centre du segment South AMAR vers le NE tandis qu'aucune migration de l'activité sismique n'a été observée pour la crise M1f.

La caractérisation morphologique et gravimétrique des segments pour ces crises aident à la compréhension des processus qui les ont générés. La crise H2e est située le long de la vallée axiale sud du segment HA1. Ce dernier fait partie des plus longs de la DMA Nord (75 km). Peu profond en son centre (800m), il est associé à un fort ΔMBA (-29 mGal). Une MBA très négative est obtenue au centre de ce segment (Thibaud et al., 1998). Il fait donc partie des segments chauds dans la définition de Thibaud et al. (1998). De plus, ce segment est connu pour générer très peu d'activité hydroacoustique et télésismique. Aucun événement télésismique avec une solution GCMT n'a été enregistré sur ce segment depuis au moins 45 ans. Les deux événements télésismiques enregistrés durant la crise H2e sont donc peu communs pour ce segment. L'origine non-tectonique de cette crise est très probable.

La crise H2c se situe également au centre d'un segment chaud, dans la même zone que la crise microsismique enregistrée par Barclay et al. (2001). OH1 est un des plus chauds et des plus longs (90 km) segments de la DMA Nord. Il a une faible profondeur (700 m) et est étroit en son centre (6 km). Il est également caractérisé par le deuxième ΔMBA le plus élevé de toute la DMA Nord (-37 mGal ; Thibaud et al., 1998). Tout comme HA1, le segment OH1 est connu pour être une lacune sismique. Aucun événement télésismique avec une magnitude permet-

tant une solution GCMT n'a été enregistré dans sa vallée axiale depuis au moins 45 ans. De plus, le segment OH1 est sans doute l'un des plus étudiés de la DMA Nord avec des données bathymétriques, gravimétriques (Detrick et al., 1995; Magde et al., 1997), magnétiques (Rabain et al., 2001), sismiques et tomographiques (Canales et al., 2000; Hooft et al., 2000; Dunn et al., 2005), microsismologiques (Barclay et al., 1998), géochimiques (Niu et al., 2001) et morphologiques (Bideau et al., 1998; Gràcia et al., 1999). Toutes ces études convergent pour affirmer la robustesse magmatique du segment OH1, ainsi qu'un apport mantellique concentré au centre du segment, alimentant le segment par des intrusions de dikes dans la croûte océanique. La crise H2c est donc très probablement le reflet de mouvements de magma en profondeur, générant des événements de faible intensité.

Les crises M1f et M3b se sont produites toutes deux au centre du segment South AMAR. Ce dernier, long d'une soixantaine de kilomètres avec une vallée interne d'$\sim$10 km, est relativement plus froid et est classé dans les segments intermédiaires (-18 mGal ; Thibaud, 1998). La récente campagne MARINER conduite dans la région de Rainbow (35°45′-36°35′N) procure un jeu de données bathymétriques, gravimétriques, magnétiques et tomographiques complet (Paulatto et al., 2015; Eason et al., 2016; Dunn et al., 2017). Le segment South AMAR est le segment avec l'apport magmatique le plus fort et le plus fréquent de la zone AMAR (Eason et al., 2016). La localisation des crises M1f et M3b est relativement bien corrélée avec les différents résultats de ces études. Ces ceux crises se trouvent au niveau de la MBA la plus négative en centre de segment et également dans une zone de vitesse minimum issue de la tomographie (Dunn et al., 2017). De plus, les événements de ces deux crises, particulièrement ceux de M3b sont situés dans la région, avec une plus forte magnétisation du plancher océanique, où l'activité volcanique la plus récente est avérée (Fig. 5.11b-c). La présence d'édifices volcaniques récents, dans cette zone nord du segment South AMAR, avait été relevée précédemment par Parson et al. (2000). Contrairement au segment AMAR, la zone néovolcanique s'étend en dehors du rift axial, sur les murs de la vallée interne (Parson et al., 2000; Eason et al., 2016). On suppose ainsi que ces deux crises sont le reflet de processus magmatiques ayant eu lieu à ~ 1.5 ans d'intervalle. La crise M1f, moins intense, a été suivie par la crise M3b, avec plus d'événements mais équivalente en durée, 6 à 8 jours. Aucun critère de ces crises ne permet de dire qu'il y a eu épanchement de magma sur le plancher océanique. Cependant, elles pourraient être simplement dues à un "pulse" vertical de dike pour la crise M1f alimentant des poches de magma éphémères sous le segment, et à une intrusion de dike avec propagation latérale vers le nord-est pour la crise M3b.

Ainsi, en comparaison des essaims tectono-magmatiques étudiés précédemment, ces crises situées en centre de segment montrent une activité sismique relativement faible traduisant des processus de moindre ampleur et de très courte durée. Elles ne sont caractérisées par aucune MOL, les *Source Levels* générés au cours de chaque séquence sont homogènes. Excepté la crise H2e, très mal contrainte en localisation, les 3 autres crises ont une activité peu étendue et

concentrée au centre des vallées axiales, en accord avec des MBA négatives de type *bull's eye* et des zones néovolcaniques actives. Les différentes observations soulevées éloignent l'origine tectonique et suggèrent fortement des processus d'origine magmatique, qui pourraient correspondre à des mouvements de magma en profondeur avec le remplissage d'une poche magmatique par des dikes verticaux.

Crises en centre de segment

* Elles comprennent moins d'événements que les crises d'envergure : entre 30-70 événements hydroacoustiques, 0-2 événements télésismiques et aucune solution GCMT.

* Les *Source Levels* sont homogènes et peu élevés, de même les magnitudes de téléséismes sont faibles (3.6<m_b<4.1). Aucune des séquences ne satisfait une MOL.

* L'activité sismique est rapide avec la majorité des événements générée en moins de 2 jours, caractère commun aux crises d'envergures.

* La distribution spatiale de ces crises semble plus restreinte que pour les crises d'envergure. Une migration de l'activité sismique a été mise en évidence pour l'une des crises (M3b).

* On suggère que les mécanismes à l'origine de ces crises sont magmatiques mais de moindre ampleur que les crises d'envergures, peut-être liés à un volume de magma de moins important. Dans ce cas, le déplacement de magma ne déclenche pas de processus tectoniques similaires aux essaims tectono-magmatiques.

5.2.4 Flanc de segment

Les crises M1a et M3a sont toutes deux situées sur le segment AMAR (Fig. 5.14). La quasi totalité des événements se trouve sur le flanc ouest du segment. La crise M1a est relativement concentrée entre le centre du segment et son extrémité sud. La crise M3a est plus dispersée mais semble localisée légèrement plus au sud, à la limite avec le segment AMAR minor North. Ce dernier est le plus jeune des 4 segments de la zone AMAR, relativement amagmatique, il serait le résultat d'une réduction de l'apport magmatique du segment AMAR (Paulatto et al., 2015). En effet, Eason et al. (2016) ont remarqué la naissance d'une faille de détachement à proximité de la zone néovolcanique d'AMAR minor North. La morphologie du segment AMAR est asymétrique de part et d'autre de l'axe de la ride. Contrairement au flanc est caractérisé par des failles normales rapprochées, le flanc ouest est moins faillé mais présente plus de soulèvements, de grands escarpements et des larges failles espacées (Paulatto et al., 2015), caractéristiques de la distribution des failles en extrémités de segment (cf. chapitre 1). Le segment AMAR est de type intermédiaire dans la classification de Thibaud (1998), il est caractérisé par un plancher interne relativement plat et large sur toute sa longueur (Crane and Ballard, 1981).

TABLE 5.4 – Séquences détectées par la méthode *Single Link Cluster* dans les catalogues hydroacoustiques de l'Atlantique nord et étudiées dans ce chapitre. Pour les événements avec une solution GCMT, la valeur ϵ est indiquée quand proche de ± 0.4, reflétant une forte composante CLVD. La valeur SL_c est celle de la séquence (et non du réseau d'hydrophones), elle est définie avant de réaliser une MOL. MOL testée mais non satisfaisante (RND), MOL non réalisée (NR).
Clusters detected in the hydroacoustic catalogues of the northern Atlantic with a Single Link Cluster analysis and studied in this chapter. For the events with a GCMT solution, the value ϵ is indicated when close to ± 0.4 reflecting a strong CLVD component. The SL_c value is the one for the cluster (not the same that the SL_c of the AUHs array), this value is defined before realising a MOL. MOL tested but not adjusted (RND), a non realised MOL (NR).

Id	Date Durée (j.)	Lat. (°N)	Long. (°W)	Loc.	Nb. evts. (≥4 AUHs)	ISC (GCMT & $\epsilon \sim \pm 0.4$)	SL_c (dB)	MOL
M1a	10/12/2005 45	36.414	33.720	AMAR	37 (32)	0 (0)	206	RND
M3a	16/02/2008 57	36.330	33.794	AMAR	92 (81)	3 (2)	206	p=1.4±0.2 [0.0017 ;23.6] N=23 ; A^2=0.9 cf. annexe C4

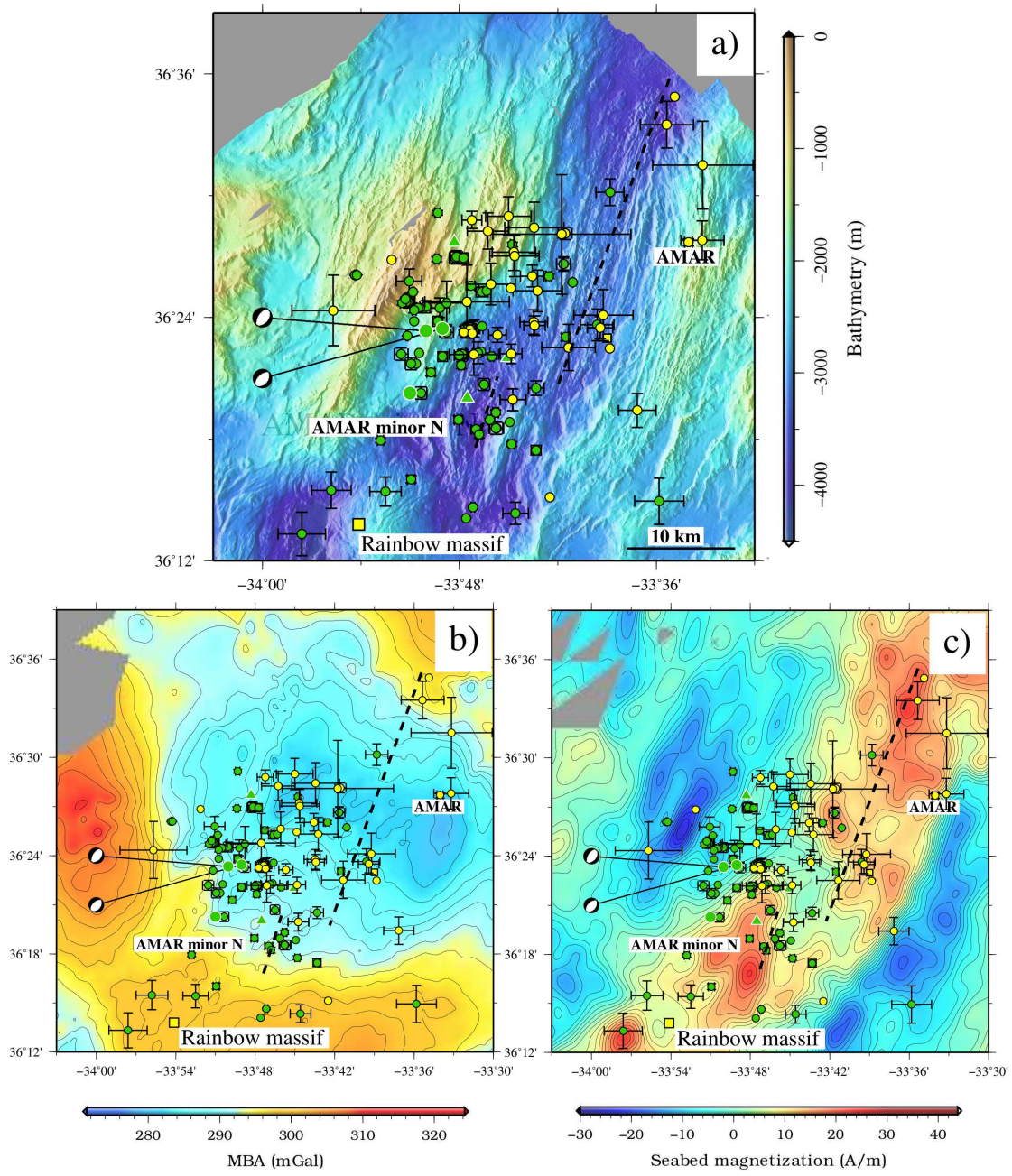


FIGURE 5.14 – Localisation de 2 séquences sismiques en flanc de segment. Les événements hydroacoustiques (cercle) et télésismiques (triangle) sont représentés. La représentation du tenseur des moments GCMT (Ekström et al., 2012) est reliée à l'événement hydroacoustique correspondant. a) Bathymétrie b) MBA et c) Aimantation du plancher d'après Sohn et al. (2018).

Location of 2 clusters in segment flank. The hydroacoustic (circle) and teleseismic (triangle) events are represented. The full moment tensor solution GCMT (Ekström et al., 2012) is linked to the corresponding hydroacoustic event. a) Bathymetry b) MBA and c) seabed magnetization after Sohn et al. (2018).

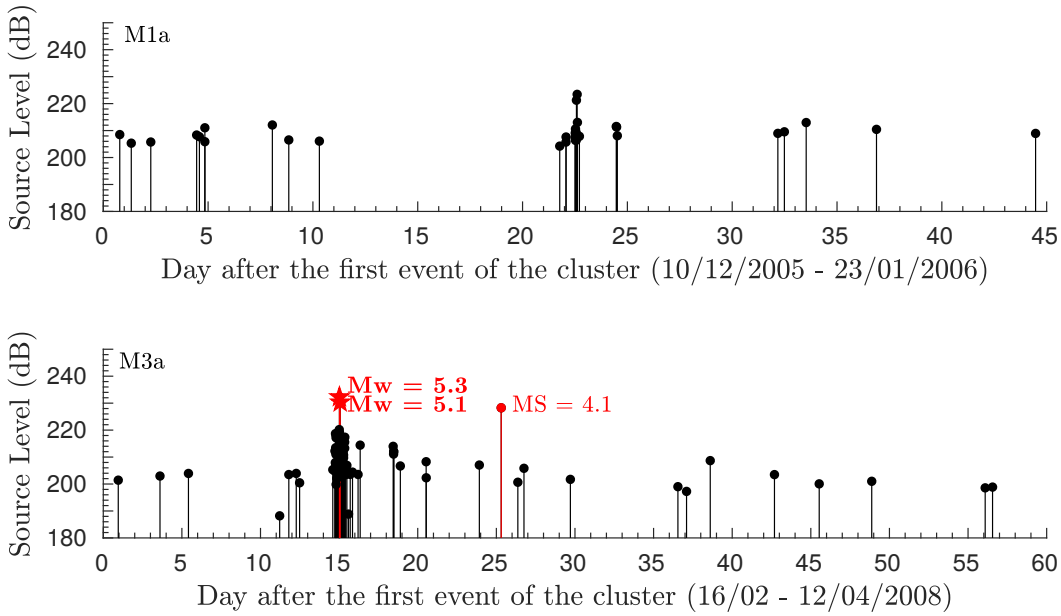


FIGURE 5.15 – Distribution temporelle des événements des séquences sismiques, localisées en flanc de segment, en fonction du *Source Level*. Les événements détectés : uniquement par les AUHs (cercle noir), par les AUHs et les stations terrestres (cercle rouge) ; associés à un tenseur des moments (étoile rouge).
Source Level distribution versus time of the events of the clusters localised in segment flank. The events detected by : only the AUHs (black dot), the AUHs and the land based stations (red dot) ; associated with a moment tensor (red star).

Malgré leur proximité spatiale, ces deux crises ont des caractères différents. La crise M1a comporte deux fois moins d'événements hydroacoustiques que M3a et aucun événement télésismique (table 5.4) pour une durée équivalente d'$\sim$ 50 jours. 3 événements télésismiques dont 2 avec un tenseur des moments (double-couple, mécanisme d'extension) ont été enregistrés lors de la séquence M3a. En termes de distribution temporelle, on peut cependant remarquer un comportement semblable pour ces deux crises, avec une activité sismique pouvant se distinguer en 3 ensembles de séismes, séparés de 5 à 10 jours (Fig. 5.15). Le premier et le dernier ensembles ont une activité modérée avec un *Source Level* homogène tandis que le paquet de sismicité du milieu présente au moins deux événements avec un *Source Level* plus fort puis des événements semblant suivre une loi de décroissance. Ces 3 groupes pourraient refléter des événements précurseurs puis des chocs principaux suivis de répliques et pour finir des séismes voisins liés aux réajustements de contraintes.

La crise M1a n'a pu satisfaire une MOL, probablement dû au trop faible nombre d'événements, seulement 12 avec un $SL \geq SL_c$ de la séquence (SL_c=206 dB, table 5.4). A l'inverse, la crise M3a peut être caractérisée par une MOL satisfaisante avec pour choc principal le plus fort des 2 événements qui présente une solution GCMT (M_w = 5.3). On obtient une valeur de $p\sim$ 1.4 et une valeur de l'Anderson Darling test correcte, avec A^2= 0.9 (table 5.4). La valeur de $p\geq$ 1 est équivalente à celle obtenue pour H2a et est semblable aux valeurs de p obtenues pour des segments associés à un mode d'accrétion symétrique et à l'activité de failles normales

(Simao, 2009).

Les crises M1a et M3a montrent une distribution spatiale relativement éclatée. La séparation temporelle des crises en 3 ensembles de séismes ne coïncide pas avec une séparation spatiale. Les données obtenues lors de la campagne MARINER (Sohn et al., 2018) permettent de mieux contraindre notre interprétation. La décroissance des *Source Levels* dans la distribution temporelle de la séquence M3a pourrait être due au jeu d'une faille sur le flanc ouest du segment, sur lequel on peut voir dans la bathymétrie la présence de grands escarpements (Eason et al., 2016).

La crise M1a se situe également au niveau de cette zone dominée par de grands escarpements mais plus en centre de segment que M3a. Une partie de ses événements est située dans la zone où la MBA du segment AMAR est la plus négative (Fig. 5.14). Une forte magnétisation est indiquée dans une petite zone du flanc ouest en dehors de la vallée interne et de la zone néovolcanique et est associée à une unité volcanique hors axe (Eason et al., 2016) préalablement observée avec le submersible ALVIN (Stakes et al., 1984). Cette observation révèle que des processus magmatiques peuvent être actifs dans cette zone hors axe. Il est toutefois peu probable que cette crise soit associée à du magmatisme. En effet, Eason et al. (2016) suggèrent que les épisodes magmatiques du segment AMAR soient moins fréquents que ceux de South AMAR mais plus conséquents. Cette crise ne se démarque pas des deux crises étudiées précédemment au centre du segment South AMAR (M1f et M3b). Une origine tectonique est plutôt suggérée pour la crise M1a.

Les crises M1a et M3a ont été enregistrées principalement sur le flanc ouest des segments AMAR et AMAR minor North, à un peu plus de deux ans d'intervalle. Leur distribution temporelle montre des similitudes mais l'intensité des processus à l'origine de ces crises diffère. Pour une durée équivalente, la crise M3a comprend un plus grand nombre d'événements ainsi que des événements de fortes magnitudes, contrairement à M1a. De plus, les répliques suivant le choc principal de M3a ont pu être ajustées à une MOL. Une origine tectonique liée aux grandes failles normales est suggérée pour la crise M3a. L'origine de M1a est plus incertaine. L'énergie libérée lors de la crise M1a est probablement plus faible car elle est générée sur une zone où les roches ont une déformation moins cassante que pour M3a. Ces deux crises ont lieu sur le flanc ouest du segment AMAR. La distribution des failles entre le flanc ouest et est du segment est différente, avec des failles plus rapprochées à l'est. De plus, basé sur l'analyse des anomalies magnétiques, Paulatto et al. (2015) remarque un saut d'axe du segment AMAR vers l'est, à l'origine du segment AMAR minor North. L'asymétrie entre les deux flancs pourrait suggérer des processus plus magmatiques à l'est qu'à l'ouest. De même la succession dans le temps et la proximité de ces deux crises pourrait également refléter que le flanc ouest du segment AMAR subit de fortes contraintes, contrairement au flanc est.

Crises en flanc de segment

* Malgré des différences telles que le nombre d'événements hydroacoustiques, télésismiques et la durée des épisodes, on observe des similitudes dans le comportement des crises M1a et M3a.

* La distribution temporelle distingue l'activité en 3 ensembles, que l'on peut supposer apparentés à des événements précurseurs puis au choc principal suivi des répliques et enfin aux événements générés lors du réajustement des contraintes. Cette séparation temporelle ne se retrouve pas dans la répartition spatiale des séismes.

* Une MOL satisfaisante est obtenue pour la plus importante des deux crises, M3a, avec pour choc principal le plus fort des événements avec une solution GCMT. Le faible nombre d'événements de la deuxième crise ne permet pas d'ajuster une MOL. Toutefois, une origine tectonique est supposée pour ces deux crises et aurait pu être provoquée par le jeu de grands escarpements.

* Ces deux crises ayant eu lieu sur le flanc ouest des segments AMAR et AMAR minor North à deux ans d'intervalle, on peut penser à une récurrence des processus d'expansion dans cette zone.

5.2.5 Coin interne VS coin externe

En termes de microsismicité, les coins internes sont plus actifs (Barclay et al., 2001; Wolfe et al., 1995) que les coins externes (Kong et al., 1992). Les données hydroacoustiques confirment cette règle même si quelques exceptions sont également observées (Smith et al., 2003).

Il est intéressant de comparer les séquences ayant eu lieu sur les coins internes (4), de celles produites sur les coins externes (1). En effet, seul le mouvement tectonique est censé s'exprimer dans les coins internes. Toutefois, les coins externes peuvent être soumis à une déformation liée à une différence de mouvement de part et d'autre de la zone de fracture. Ces deux structures géologiques se forment aux intersections entre la ride et les discontinuités mais sont par nature différentes et soumises à des processus tectoniques asymétriques (Severinghaus and Macdonald, 1988). Les séquences obtenues au niveau des coins internes et externes reflètent-elles ces différences ?

TABLE 5.5 – Séquences détectées par la méthode *Single Link Cluster* dans les catalogues hydroacoustiques de l'Atlantique nord et étudiées dans ce chapitre. Pour les événements avec une solution GCMT, la valeur ϵ est indiquée quand proche de ± 0.4, reflétant une forte composante CLVD. La valeur SL_c est celle de la séquence (et non du réseau d'hydrophones), elle est définie avant de réaliser une MOL. MOL testée mais non satisfaisante (RND).
Clusters detected in the hydroacoustic catalogues of the northern Atlantic with a Single Link Cluster analysis and studied in this chapter. For the events with a GCMT solution, the value ϵ is indicated when close to ± 0.4 reflecting a strong CLVD component. The SL_c value is the one for the cluster (not the same that the SL_c of the AUHs array), this value is defined before realising a MOL. MOL tested but not adjusted (RND).

Id	Date Durée (j.)	Lat. (°N)	Long. (°W)	Loc.	Nb. evts. (≥4 AUHs)	ISC (GCMT & $\epsilon \sim \pm 0.4$)	SL_c (dB)	MOL
					IC			
H2d	12/10/2012 2	34.713	36.668	OH1	26 (0)	0 (0)	195	RND
M1d	12/10/2005 55	33.108	39.491	OH2	28 (6)	0 (0)	208	RND
M2e	4/03/2007 22	34.320	36.989	OH2	24 (/)	2 (1)	196	RND
S33	27/02/1999 20	34.444	36.887	OH2	32 (32)	2 (0)	208	p=1.7±1.7 & 0.8±0.2 [0.04 ;3.6] &[0.002 ;9.8] N=21 ; A^2=0.6
					OC			
H1b	21/09/2010 17	34.480	37.099	OH2	43 (30)	0 (0)	200	RND

Coin interne

Les 4 séquences produites sur des coins internes sont toutes localisées de part et d'autre de la NTO séparant les segments OH1 et OH2 (Fig. 5.16). On trouve ainsi, la crise H2d au niveau du coin interne sud du segment OH1 et les 3 autres crises au niveau ou à proximité du coin interne nord du segment OH2. Les événements des crises M2e et M1d sont répartis de manière relativement éclatée entre le coin interne nord et le flanc du segment. La distribution spatiale des événements de la crise M1d suit la direction NE-SW des failles tandis que les événements de M2e sont très dispersés et ne permettent pas d'interpréter correctement cette crise (Fig. 5.16). Comparé à ces deux séquences, les événements de la crise S33 sont dispersés sur un haut topographique marqué (990m de profondeur ; Canales et al., 2000). Tous les événements de cette crise ont été localisés avec au minimum 4 instruments, permettant de mieux contraindre la localisation ainsi que d'avoir des erreurs associées.

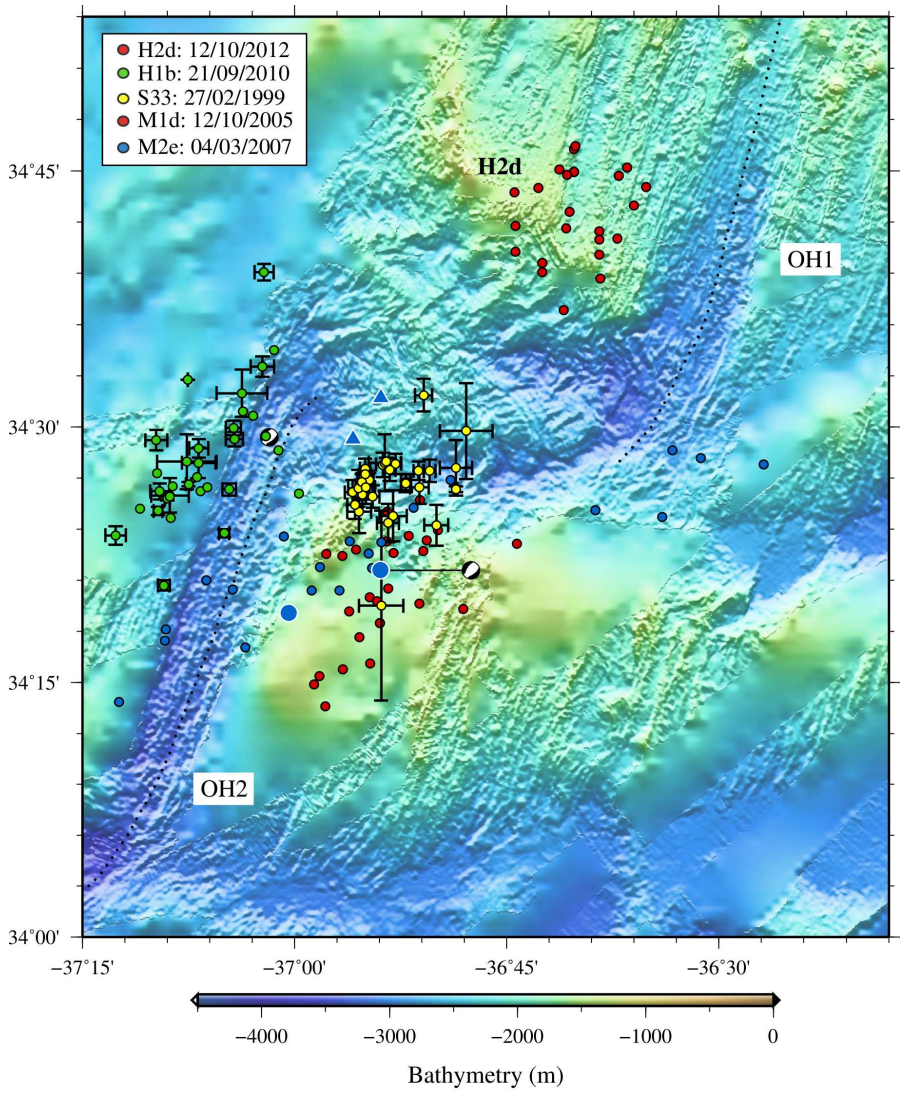


FIGURE 5.16 – Localisation de 5 séquences sismiques au niveau d'un interne ou externe de segment. Les événements hydroacoustiques (cercle) et télésismiques (triangle) sont représentés. Bathymétrie d'après Ryan et al. (2009).
Location of 5 clusters in an inside or outside corner of a segment. The hydroacoustic (circle) and teleseismic (triangle) events are represented. Bathymetry after Ryan et al. (2009).

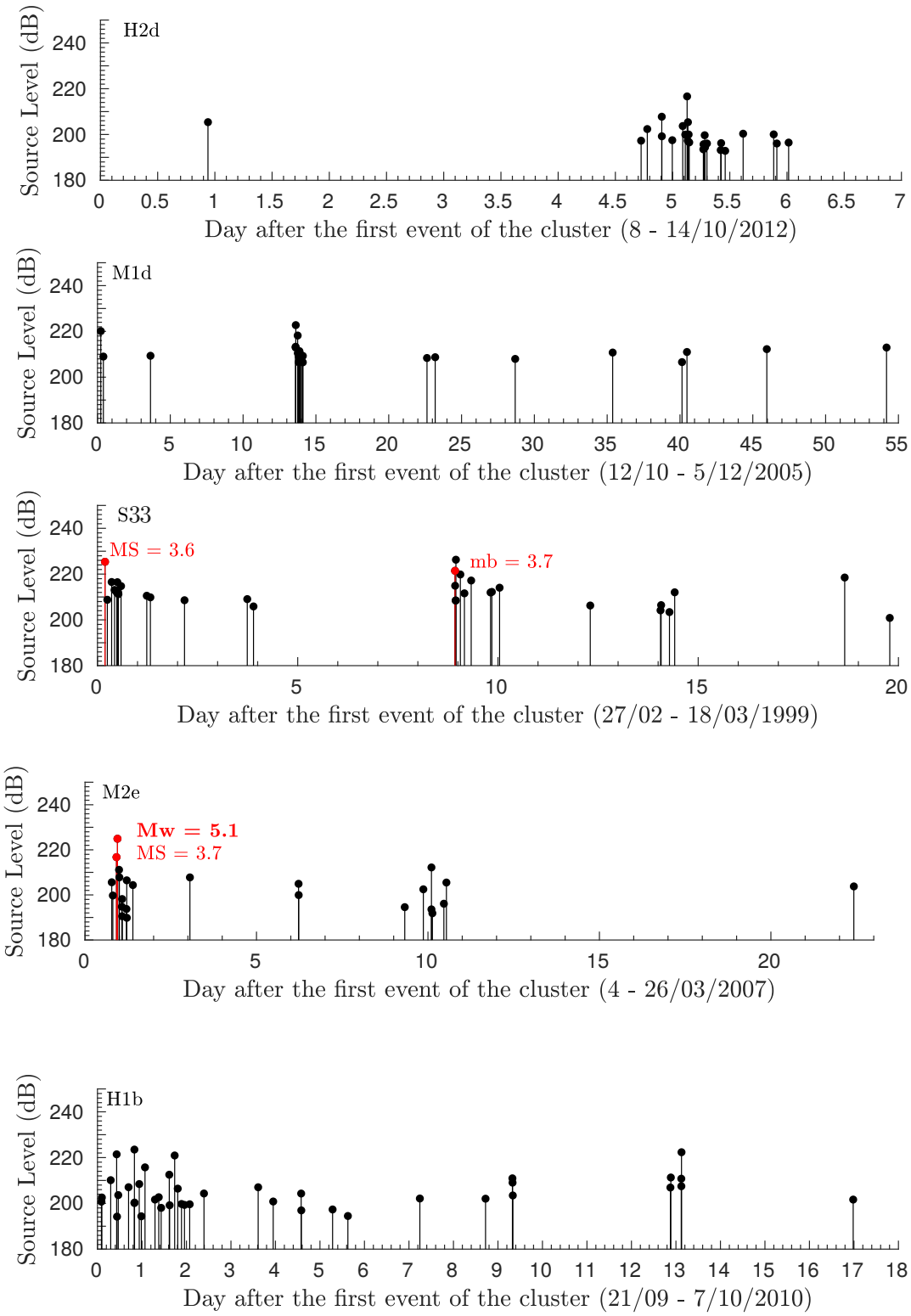


FIGURE 5.17 – Distribution temporelle des événements des séquences sismiques, localisées au niveau d'un coin interne ou externe de segment, en fonction du *Source Level*. Les événements détectés : uniquement par les AUHs (cercle noir), par les AUHs et les stations terrestres (cercle rouge).

Source Level distribution versus time of the events of the clusters localised in an inside or outside corner. The events detected by : only the AUHs (black dot), the AUHs and the land based stations (red dot).

Le segment OH2, long de 60 km, est de type intermédiaire avec un ΔMBA moyen (-15 mGa ; Thibaud, 1998) et présente une topographie relativement plate comparée aux segments OH1 et OH3 (Gràcia et al., 1999). La MBA la plus négative du segment est présente sur les 2/3 nord (Detrick et al., 1995) et l'épaisseur de la croûte axiale d'OH2 s'épaissit du nord vers le sud, pouvant suggérer une alimentation de l'extrémité nord vers le sud (Canales et al., 2000). L'épaisseur de la croûte (∼5.7 km) est équivalente à celle des segments alentours et son alimentation magmatique n'est donc pas concentrée au centre du segment, à l'inverse d'OH1 (Canales et al., 2000; Hooft et al., 2000). La croûte supérieure de l'IC nord du segment OH2 est dominée par la fracturation ainsi que de la serpentinisation mais pourrait également comprendre un faible proportion de roches gabbroïques et de dikes (Canales et al., 2000). A l'extrémité sud du segment OH1, la structure de la croûte axiale est soumise également à de la fracturation (Canales et al., 2000; Hooft et al., 2000).

Toutes ces crises comptent une trentaine d'événements hydroacoustiques, mais seules deux crises ont des événements enregistrés par les stations terrestres (table 5.5). Les crises M2e et S33 comprennent 2 évenements télésismiques chacune, dont un avec une solution GCMT (double-couple, mécanisme d'extension) pour la séquence M2e (table 5.5). La durée totale des crises varie entre 2 et 55 jours (table 5.5). Toutefois, l'activité majeure est très rapide et se concentre sur quelques jours (table 5.5), ∼1 jour pour les crises H2d, M1d et M2e (Fig. 5.17). La crise S33 montre deux activités principales séparées de plus de 5 jours, réparties respectivement sur 4 jours et 1 jour (Fig. 5.17).

Un choc principal ressort pour chacune de ces séquences dont la distribution temporelle semble suivre une MOL. Cependant, seule la crise S33 satisfait une MOL avec dans son cas, deux chocs principaux associés aux 2 groupes d'activités visibles dans sa distribution temporelle (Fig. 5.17, table 5.5). Pour les autres crises, si l'origine tectonique est suggérée, la difficulté d'ajuster une MOL peut s'expliquer par le faible nombre de répliques au cours du temps (< 15 événements avec $SL \leq SL_c$ des séquences respectives, table 5.5). La serpentinisation et la fracturation au niveau du coin interne du segment OH2 pourrait limiter l'amplitude des processus tectoniques. La crise M1d est similaire à la crise M1a de flanc de segment dans sa distribution temporelle. Elle présente une activité discontinue dans le temps caractérisée par 3 ensembles de séismes séparés par plus de 5 jours. Le paquet de sismicité central montre une décroissance de l'activité mais n'est pas ajustable à une MOL. De plus, cette crise est localisée à proximité du coin interne nord du segment OH2 mais est répartie sur les flancs du segment.

Coin externe

Parmi les 25 séquences analysées, seule une est située au niveau d'un coin externe. Il s'agit de la crise H1b, localisée entre le coin externe nord du segment OH2 et s'étend sur le flanc ouest de ce segment (Fig. 5.16). Elle comprend légèrement plus d'événements que les 4 crises localisées à proximité d'un coin interne, avec 43 événements hydroacoustiques (table 5.5). Ce-

pendant, aucun événement télésismique majeur n'a été enregistré. Contrairement à la distribution temporelle des 4 crises précédentes, la sismicité est répartie de manière plus continue durant les 17 jours d'activité (Fig. 5.17). Plus de 50% des événements sont répartis sur ∼2 jours et ne présentent pas de décroissance rapide sur 1 jour comme ce fut observé pour les crises associées avec un coin interne. De plus, aucun choc principal n'est présent et cette crise ne suit pas une MOL. Pourtant, comme la crise M1d, la distribution spatiale des événements suit les structures de cette zone et la direction NE-SW des failles.

Toutes ces observations suggèrent que cette crise n'est pas due à une rupture au niveau d'un plan de failles. Le mécanisme à l'origine de cette crise est indéterminé mais la distribution temporelle et le *Source Level* relativement homogène des événements pourrait être compatible avec du mouvement de magma.

Pour conclure, le manque de séquences produites au niveau des coins internes et externes, ainsi que la mauvaise localisation de certaines crises (manque d'instruments) ne permettent pas de mettre en évidence des différences robustes entre les séquences générées sur ces deux types de structure. La présence de 4 crises hydroacoustiques sur le segment OH2 montre une certaine récurrence de l'activité sismique, notamment au niveau de l'IC nord. Toutefois, on peut dire qu'un plus grand nombre de crises sont générées à proximité d'un coin interne où une activité plus importante était attendue. L'activité sismique des crises situées sur l'IC nord du segment OH2 semblent suivre une bande oblique dont l'orientation pourrait correspondre à l'azimuth 18° des structures principales de la NTO nord du segment (Gràcia et al., 2000). De plus, les crises proches de coins internes montrent des chocs principaux suivis d'une décroissance très brusque dans leur distribution temporelle. Tandis que la crise H1b, à proximité du coin externe du segment OH2, a une activité plus continue et homogène. Sur toutes ces crises, seule la crise S33 satisfait une MOL. Cette crise est concentrée sur le coin interne du segment OH2 et est associée à une activité tectonique.

Crises au niveau, ou à proximité, d'IC & OC

* Ces crises générées en extrémité de segment proche ou au niveau des coins internes/externes ont un nombre d'événements hydroacoustiques équivalents (∼30), légèrement plus important pour l'unique crise produite proche d'un coin externe (∼40). Peu d'événements télésismiques (0 à 2) sont associés à ces épisodes sismiques.

* La durée des crises proches d'un coin interne est variable entre 2 à 55 jours. L'unique crise proche d'un coin externe est de cette ordre, ∼20 jours. Comme observé pour les crises d'envergure et les crises en centre de segment, la majorité des événements sont générés en moins de 2 jours.

* La distribution temporelle des crises proches d'un coin interne présente, pour toutes les séquences, un choc principal se démarquant plus ou moins. Les événements suivant ce choc semblent suivre une loi de décroissance. Cependant, une seule séquence satisfait une MOL. Une origine tectonique est toutefois suggérée pour les séquences de coins internes. A l'inverse, la crise à proximité d'un coin externe présente une distribution plus continue. On suggère une origine autre, qui pourrait être compatible avec du mouvement de magma en profondeur.

5.2.6 Discontinuité non-transformantes & Zones de relais

Quasiment la moitié des crises enregistrées dans la zone MoMAR (10 sur 25 séquences) sont localisées au niveau de NTOs ou des zones de relais décalant les segments de la dorsale. Une certaine récurrence est observée dans 3 zones : au niveau de la NTO séparant les segments Menez Gwen et Lucky Strike (2 crises), ainsi que de celle séparant les segments AMAR minor South et South AMAR (2 crises) et également au niveau de la zone de relais située au sud du segment HA1 (5 crises, table 5.6). La majorité de ces crises ont une distribution spatiale des événements très diffuse (Figs. 5.18-5.19) liée d'une part au manque de contraintes dans la localisation (seulement 2 crises localisées avec 4 instruments) mais aussi à leur position à la limite du réseau d'hydrophones de la zone MoMAR pour les crises de la zone de relais HA1 (sauf S10 enregistrée par le réseau SA). Il est donc difficile de rattacher les crises à une structure géologique. Cependant, certaines caractéristiques peuvent être mises en évidence.

TABLE 5.6 – Séquences détectées par la méthode *Single Link Cluster* dans les catalogues hydroacoustiques de l'Atlantique nord et étudiées dans ce chapitre. Pour les événements avec une solution GCMT, la valeur ϵ est indiquée quand proche de ± 0.4, reflétant une forte composante CLVD. La valeur SL_c est celle de la séquence (et non du réseau d'hydrophones), elle est définie avant de réaliser une MOL. MOL testée mais non satisfaisante (RND), MOL non réalisée (NR).

Clusters detected in the hydroacoustic catalogues of the northern Atlantic with a Single Link Cluster analysis and studied in this chapter. For the events with a GCMT solution, the value ϵ is indicated when close to ± 0.4 reflecting a strong CLVD component. The SL_c value is the one for the cluster (not the same that the SL_c of the AUHs array), this value is defined before realising a MOL. MOL tested but not adjusted (RND), a non realised MOL (NR).

Id	Date Durée (j.)	Lat. (°N)	Long. (°W)	Loc.	Nb. evts. ($\geq$4 AUHs)	ISC (GCMT & $\epsilon \sim \pm 0.4$)	SL_c (dB)	MOL
M2b	8/10/2006 51	37.469	32.001	NTO MG-LS	20 (/)	0 (0)		NR
M2d	26/06/2006 86	37.522	31.922	NTO MG-LS	23 (/)	0 (0)		NR
M2c	11/09/2006 31	36.524	33.372	NTO FAMOUS-AMAR	23 (/)	1 (0)		NR
M2a	7/02/2007 54	36.126	34.051	ZR AMAR minor S & S. AMAR	80 (/)	3 (2)	190	p=0.6$\pm$0.1 [0.0043 ;7.8] N=38 ; A^2=1.1 cf. annexe C4
H2f	10/06/2013 5	35.888	34.213	ZR AMAR minor S & S. AMAR	33 (28)	0 (0)	197	RND
S10	19/04/2000 6	33.115	39.379	ZR sud HA1	34 (34)	1 (0)	208	p=2.1$\pm$1.9 [0.01 ;3.9] N=23 ; A^2=0.9 cf. annexe C4
M1b	29/08/2005 17	33.159	39.426	ZR sud HA1	44 (0)	0 (0)	206	NR
M1c	3/10/2005 26	33.108	39.491	ZR sud HA1	26 (0)	0 (0)	204	RND
M1e	15/01/06 9	34.340	36.895	ZR sud HA1	28 (0)	0 (0)	210	RND
M1h	23/11/2005 34	33.111	39.485	ZR sud HA1	20 (0)	0 (0)		NR

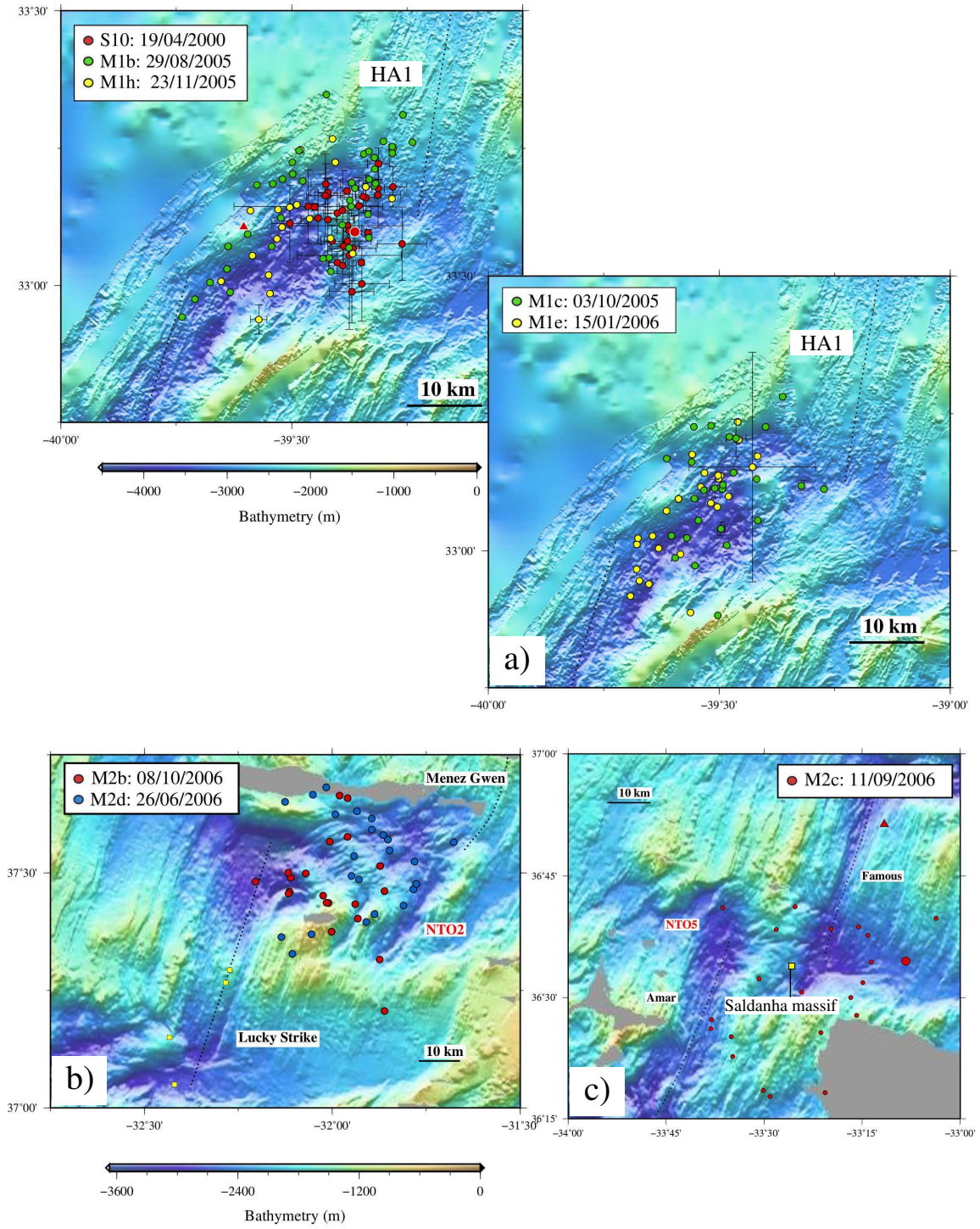


FIGURE 5.18 – Localisation de 8 séquences sismiques au niveau d'une NTO ou d'une zone de relais. Les événements hydroacoustiques (cercle) et télésismiques (triangle) sont représentés. Bathymétrie d'après a) Ryan et al. (2009) b-c) Detrick et al. (1995); Cannat et al. (1999a). *Location of 2 clusters in a NTO or a relay zone. The hydroacoustic (circle) and teleseismic (triangle) events are represented. The full moment tensor solution GCMT (Ekström et al., 2012) is linked to the corresponding hydroacoustic event. Bathymetry after a) Ryan et al. (2009) b-c) Detrick et al. (1995); Cannat et al. (1999a).*

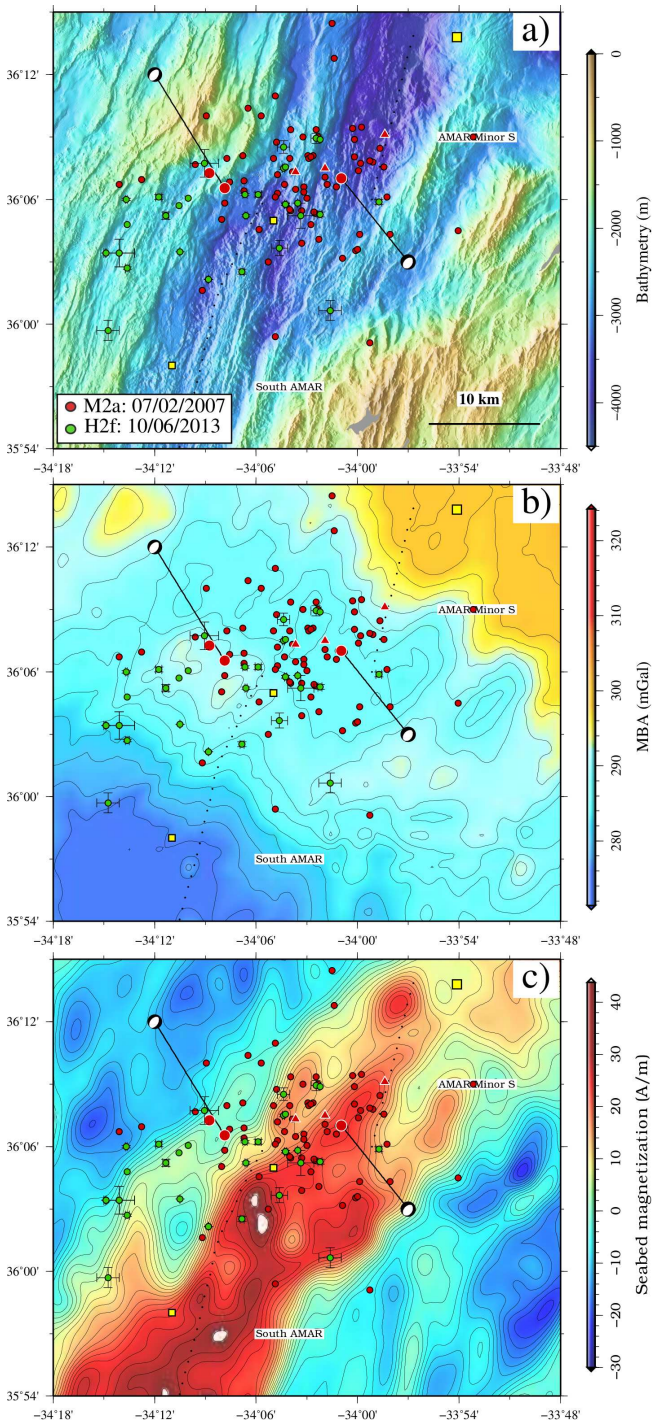
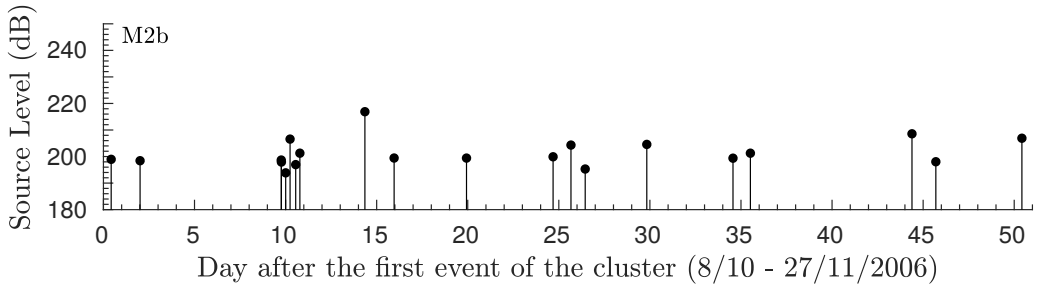
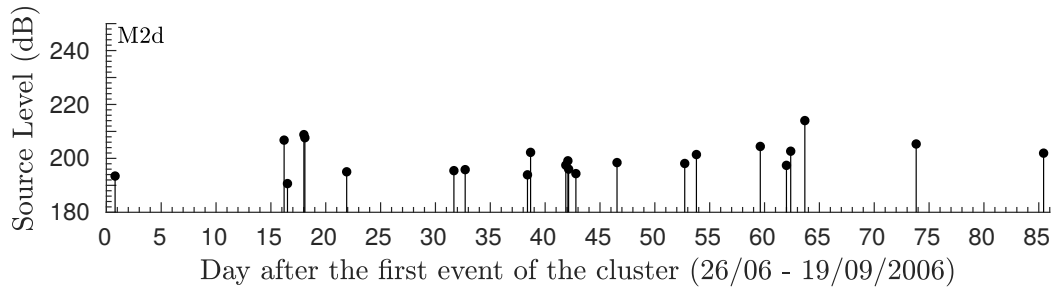
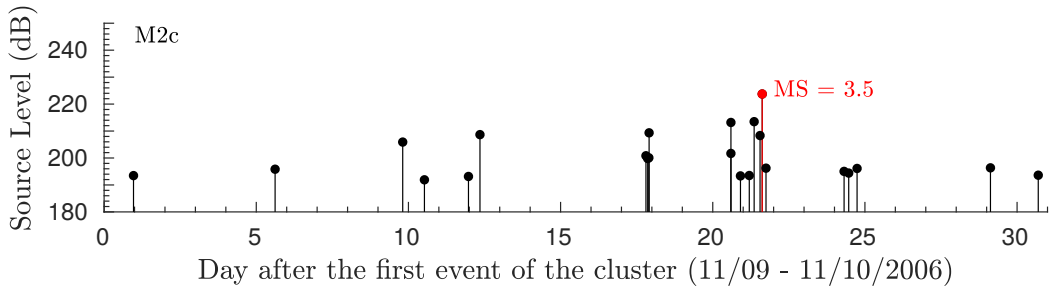
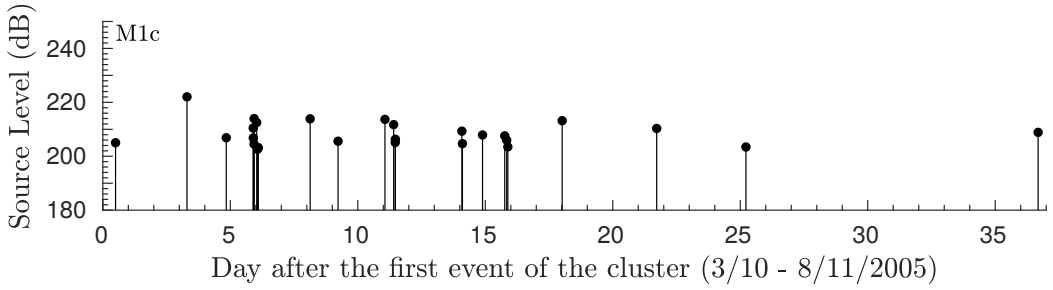


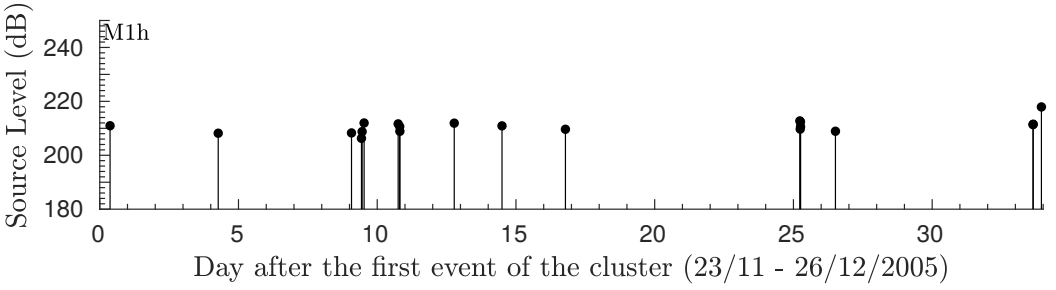
FIGURE 5.19 – Localisation de 2 séquences sismiques au niveau de la NTO entre les segments AMAR minor South et South AMAR. Les événements hydroacoustiques (cercle) et télésismiques (triangle) sont représentés. La représentation du tenseur des moments GCMT (Ekström et al., 2012) est reliée à l'événement hydroacoustique correspondant. a) Bathymétrie b) MBA et c) Aimantation du plancher d'après Sohn et al. (2018).
Location of 2 clusters in the NTO between the segments AMAR minor South and South AMAR. The hydroacoustic (circle) and teleseismic (triangle) events are represented. The full moment tensor solution GCMT (Ekström et al., 2012) is linked to the corresponding hydroacoustic event. a) Bathymetry b) MBA and c) seabed magnetization after Sohn et al. (2018).


M2b
Source Level (dB)
240
220
200
180
0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50
Day after the first event of the cluster (8/10 - 27/11/2006)


M2d
Source Level (dB)
240
220
200
180
0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60 65 70 75 80 85
Day after the first event of the cluster (26/06 - 19/09/2006)


M2c
MS = 3.5
Source Level (dB)
240
220
200
180
0 5 10 15 20 25 30
Day after the first event of the cluster (11/09 - 11/10/2006)


M1c
Source Level (dB)
240
220
200
180
0 5 10 15 20 25 30 35
Day after the first event of the cluster (3/10 - 8/11/2005)


M1h
Source Level (dB)
240
220
200
180
0 5 10 15 20 25 30
Day after the first event of the cluster (23/11 - 26/12/2005)

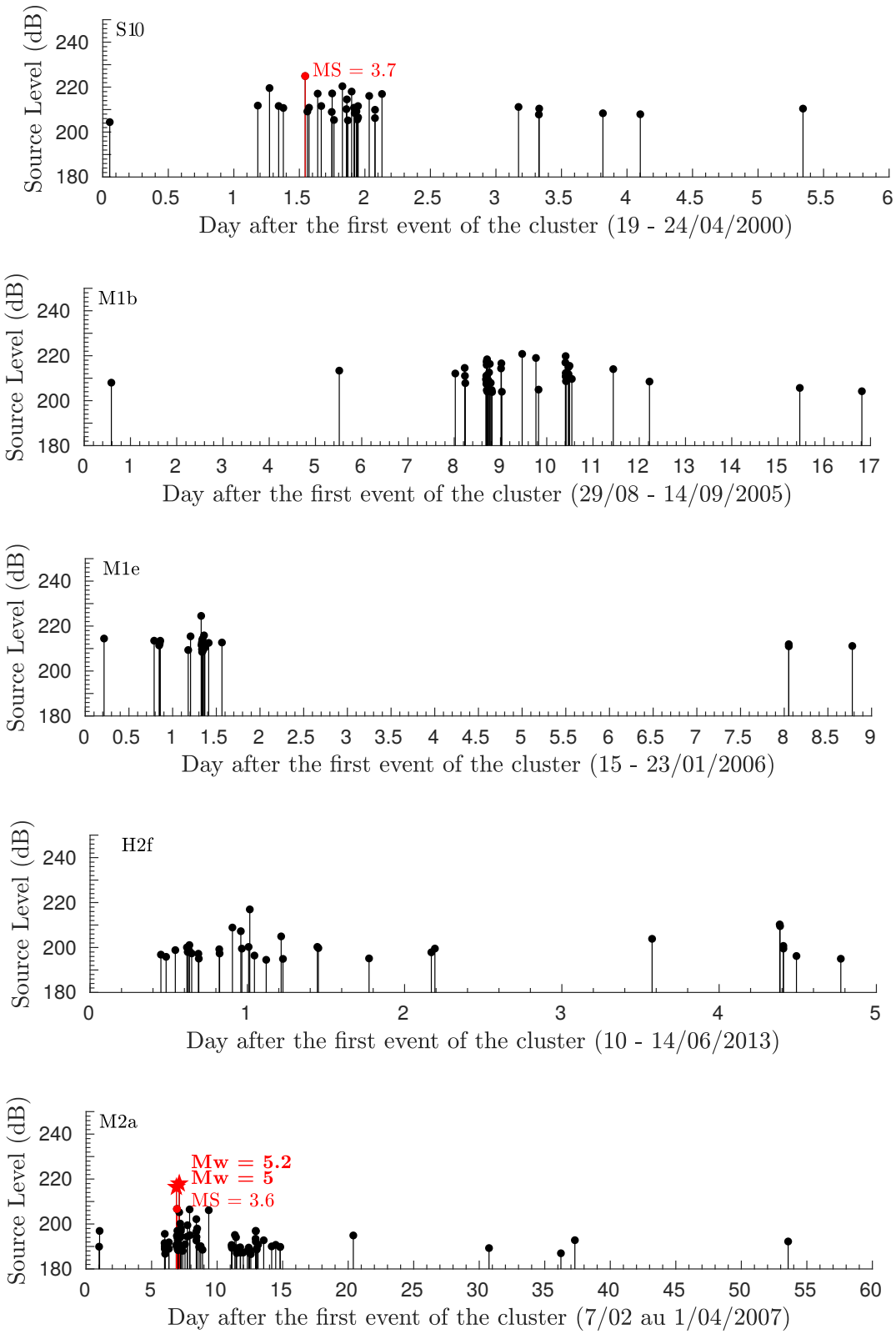


FIGURE 5.20 – Distribution temporelle des événements des séquences sismiques, localisées au niveau de NTO ou de zone de relais, en fonction du *Source Level*. Les événements détectés : uniquement par les AUHs (cercle noir), par les AUHs et les stations terrestres (cercle rouge) ; associés à un tenseur des moments (étoile rouge).
Source Level distribution versus time of the events of the clusters localised in a NTO or a relay zone. The events detected by : only the AUHs (black dot), the AUHs and the land based stations (red dot) ; associated with a moment tensor (red star).

Pour la majorité des crises, le nombre d'événements hydroacoustiques varie entre 20 et 30 avec seulement 3 crises associées à des événements télésismiques (table 5.6). La crise M2a se démarque, avec ses 80 événements hydroacoustiques ainsi que ses 3 événements télésismiques, dont 2 avec une solution GCMT (composante double-couple, mécanisme d'extension). On remarque deux comportements différents dans la distribution temporelle de ces crises. Le premier type de comportement est caractérisé par une distribution des événements sur la durée, soit plusieurs jours ($\geq$20 jours) au cours desquels aucune concentration réelle de l'activité n'est mise en évidence (M2b, M2d, M2c, M1c, M1h ; Fig. 5.20). Ce type de répartition pourrait suggérer que des processus géodynamiques lents soient à l'origine de ces crises. Au niveau de la NTO entre les segments FAMOUS et AMAR, des zones serpentinisées sont présentes (Gràcia et al., 2000) et peuvent produire des glissements quasi asismiques. A l'inverse, le second type de comportement montre une distribution temporelle plus courte des événements , $\sim$3 jours (H2f, M1b, M1e, S10). Cette répartition peut refléter des processus plus soudains concentrant l'activité en un court moment (Fig. 5.20). La distribution temporelle de la crise M2a diffère des autres séquences et des deux types de comportement décrits précédemment. Deux ensembles d'événements concentrent l'activité sismique avec le premier groupe d'événements comportant les plus forts séismes et des répliques de plus faible énergie. Tandis que le second groupe ayant lieu $\sim$2 jours après se distingue par des événements au *Source Level* homogène.

Une attention plus particulière est portée sur les crises M2a et H2f (Fig. 5.19). Bien que les localisations ne soient pas bien contraintes, ces dernières sont situées à proximité, et montrent deux comportements différents. La crise H2f a une activité très rapide ($\sim$2 jours) et présente des événements hydroacoustiques au *Source Level* équivalent, tandis que la crise M2a est plus étendue dans le temps ($\sim$10 jours) et satisfait une MOL (Fig 5.20, table 5.6). Toutefois, la valeur de $A^2 > 1$ pour M2a serait liée au deuxième groupe d'événements de *Source Level* homogène et suggère la présence d'autres processus. En effet, plus la valeur de A^2 est faible, plus la séquence est en accord avec une MOL.

Les événements des crises M2a et H2f sont localisés entre l'extrémité sud du segment AMAR minor South et la NTO séparant les segments AMAR minor South et South AMAR (Fig. 5.19). D'un point de vue de la dynamique spatio-temporelle, l'activité sismique de ces deux séquences semble avoir été générée en premier lieu dans la partie ouest où de grands escarpements sont présents (Paulatto et al., 2015; Eason et al., 2016; Dunn et al., 2017). Par la suite, les événements se trouvent également vers l'est.

D'après Paulatto et al. (2015), la morphologie du plancher de cette NTO ne révèle pas une réduction significative de magma. La majorité des événements de ces crises sont situés à proximité des plus faibles valeurs de MBA et des plus fortes valeurs de magnétisation du plancher océanique (Fig. 5.19b-c). Les profils tomographiques E et F issus de la campagne MARINER (Sohn et al., 2018) et réalisés par Dunn et al. (2017) mettent en évidence la présence d'une zone de très faible vitesse sous l'axe de la ride, au niveau de la NTO. De plus, les plus faibles valeur de MBA du segment AMAR minor South se trouvent au niveau de sa moitié

sud (Fig. 5.19 ; Eason et al., 2016). Une large zone recouverte de coulées récentes a été mise en évidence dans la partie centrale de la vallée axiale et à proximité des murs internes au sud ouest de ce segment (Fig. 5.19 ; Eason et al., 2016). Tous ces paramètres montrent que l'implication de processus magmatiques au sein de cette NTO n'est pas improbable.

La dispersion des événements des deux crises rend l'interprétation compliquée mais l'on pourrait suggérer que des processus d'origine tectonique ont déclenché la crise M2a dans la partie ouest de la NTO et l'extrémité sud du segment AMAR minor South (Fig. 5.19). Cette activité est en accord avec une MOL. Par la suite, les contraintes générées par les failles ont pu induire des processus magmatiques, générant des événements caractérisés par un *Source Level* homogène. Le mécanisme à l'origine de la crise H2f est indéterminé mais ne semble pas associé à des processus tectoniques et pourrait refléter des processus magmatiques similaires tels que du mouvement de magma en profondeur.

Pour conclure, malgré un manque de contraintes sur la localisation des événements, les crises situées au niveau de ces discontinuités montrent une dispersion spatiale des événements qui peut être due aux processus les générant. La distribution temporelle met en évidence deux types de processus. Des processus de courte durée pour certaines crises alternant avec des processus plus lents. Cette alternance est clairement observée pour les crises dans la zone de relais au sud de HA1. De plus, la zone de relais au sud de HA1 est remarquable par la cyclicité des crises présentes à cet endroit, qui est très peu documenté dans la littérature. Au niveau des discontinuités, la croûte est peu homogène (Cannat et al., 1995) et peut impliquer des comportements rhéologiques différents. L'implication de différents types de processus est suggérée.

Crises sur NTO & ZR

* Une récurrence dans les zones de discontinuités où les séquences hydroacoustiques sont localisées est observée. En effet, 3 zones ont été particulièrement actives dans la zone MoMAR avec des crises générées à quelques mois ou plusieurs années d'intervalle. Ces zones sont situées en fin de segments, où le régime thermique de la croûte est généralement plus froid.

* La distribution spatiale des événements est très diffuse, rendant difficile le rattachement des crises à une structure géologique.

* Le nombre d'événements hydroacoustiques est majoritairement de l'ordre de la trentaine, avec quelques exceptions, comme la crise M2a qui en comprend plus du double. Les événements télésismiques ne sont pas représentatifs des processus générant ces crises (avec 0 ou 1 événements). La crise M2a se démarque avec 3 événements enregistrés par les stations terrestres.

* Les distributions temporelles des séquences, avec une activité principale concentrée en quelques jours ou au contraire des événements répartis sur la durée, reflètent des processus plus ou moins rapides. La crise M2a se distingue à nouveau avec les séismes répartis en deux ensembles distincts.

* Seul deux séquences peuvent satisfaire une MOL indiquant l'implication de processus tectoniques.

* Les processus déclencheurs de ces crises génèrent une sismicité de relativement faible énergie. Les discontinuités sont des zones où la croûte est relativement fine et peuvent être soumises à la fracturation et à la serpentinisation. Des processus de différentes natures sont suggérés selon les discontinuités. L'implication de processus magmatiques n'est pas écartée pour les crises M2a et H2f.

* Toutes ces crises montrent une grande diversité dans les processus associés aux zones de discontinuités.

En conclusion de cette section présentant 25 séquences hydroacoustiques, les enregistrements hydroacoustiques montrent à nouveau leur intérêt, en permettant de détecter des crises de moindre ampleurs non indentifiables avec les données télésismiques. D'une part, des crises d'envergure, avec plus de 200 événements hydroacoustiques peuvent être liées à des essaims télésismiques (> 7 événements télésismiques). Cependant, certaines crises de cette ampleur ne comportent pas suffisamment d'événements détectables par les stations terrestres (comme la crise H2b). Ces épisodes sont fortement associés à des mouvements de magma et intrusions de dikes dans la croûte océanique pouvant conduire à l'observation de large spectre de fréquence dans les enregistrements hydroacoustiques et/ou à de la migration de la sismicité (propagation latérale de dikes).

D'autre part, les séquences hydroacoustiques de moindre ampleur, *i.e.* moins d'événements générés lors de ces épisodes, sont caractérisées par une sismicité de plus faible magnitude en deçà du seuil de détection des réseaux d'hydrophones et/ou des processus d'accrétion de plus faible intensité. En effet, en dehors des crises d'envergure, toutes présentent un faible nombre d'événements télésismiques (0-3). L'analyse de toutes ces séquences a été réalisée en fonction de la localisation des événements sur le segment, le but étant de comparer les séquences générées au niveau de structures équivalentes et de mettre en évidence, ou non, des processus de même nature. Malgré la difficulté de rattacher les événements d'une même crise à une structure géologique au vue des localisations peu contraintes (peu d'événements localisés avec plus de 3 instruments) certains critères communs dans la distribution temporelle des séquences ont pu être mis en évidence comme la durée concentrant l'activité, et la distribution des *Sources Levels* au court du temps (décroissance ou non, homogène ou non).

5.3 Processus d'accrétion & distribution spatio-temporelle

L'observation et l'analyse des processus d'accrétion à l'échelle de la DMA Nord sont basées sur l'étude des séquences sismiques issues des enregistrements d'hydrophones et des stations terrestres. Le seuil de magnitude de complétude de ces deux types de données étant différent, les événements télésismiques reflètent les processus de plus forte magnitude de type essaims tectono-magmatiques, tandis que les événements hydroacoustiques permettent d'accéder également à des processus de moindre amplitude générant peu voire aucun téléséisme.

La motivation première de cette étude a été d'analyser la distribution temporelle et spatiale de l'ensemble des séquences sismiques. L'analyse des différentes séquences sismiques exposée précédemment, soulève des questions : (1) Quelle relation a-t-on entre le mode d'accrétion et la localisation des essaims tectono-magmatiques ? De même pour les séquences de moindre ampleur ? (2) Retrouve-t-on une récurrence des épisodes d'accrétion mettant en évidence des zones plus actives ? Peut-on définir un cycle dans l'occurrence de ces épisodes ? (3) Y a-t-il une influence du point chaud des Açores sur les essaims tectono-magmatiques ? Et sur les types de processus d'accrétion associé aux autres séquences ?

Cette distribution temporelle, couplée à une vaste zone d'étude, permet ainsi d'explorer la dynamique de la dorsale sur le long terme. La figure 5.21 met en évidence la distribution spatio-temporelle des 34 essaims télésismiques (A) et des séquences hydroacoustiques (B), définis dans ce chapitre, en fonction de leur processus d'accrétion. Afin d'obtenir une vision à l'échelle de la DMA Nord, sur ∼4000 km (15°N-55°N), les séquences étudiées dans les travaux précédents sont également intégrées (Fig. 5.21B), regroupant celles définies par Goslin et al. (2012) dans la zone SIRENA, et celles de Simao (2009) dans la zone SA.

Toutes ces séquences hydroacoustiques sont obtenues avec différents critères. Une recherche par la méthode de *Single Link Cluster* a donc été effectuée sur les catalogues SIRENA et SA, afin de pouvoir comparer la distribution des séquences hydroacoustiques le long de la DMA Nord. Aucune nouvelle séquence n'a été obtenue dans la zone SIRENA. Les séquences supplémentaires de la zone SA ont été présentées précédemment et apparaissent dans la figure 5.21 (cercle blancs). Ces dernières n'ont pas été étudiées dans le cadre de cette thèse mais les distributions temporelles des séquences suggèrent majoritairement des mécanismes tectoniques (cf. annexe C2).

En plus de l'ensemble des séquences sismiques, la figure 5.21 synthétise d'autres données, telles que les limites de l'influence au nord (Goslin et al., 2012) et au sud des Açores (cf. chapitre précédent) du point chaud sur la sismicité, ainsi que les modes d'accrétion définis par Escartín et al. (2008).

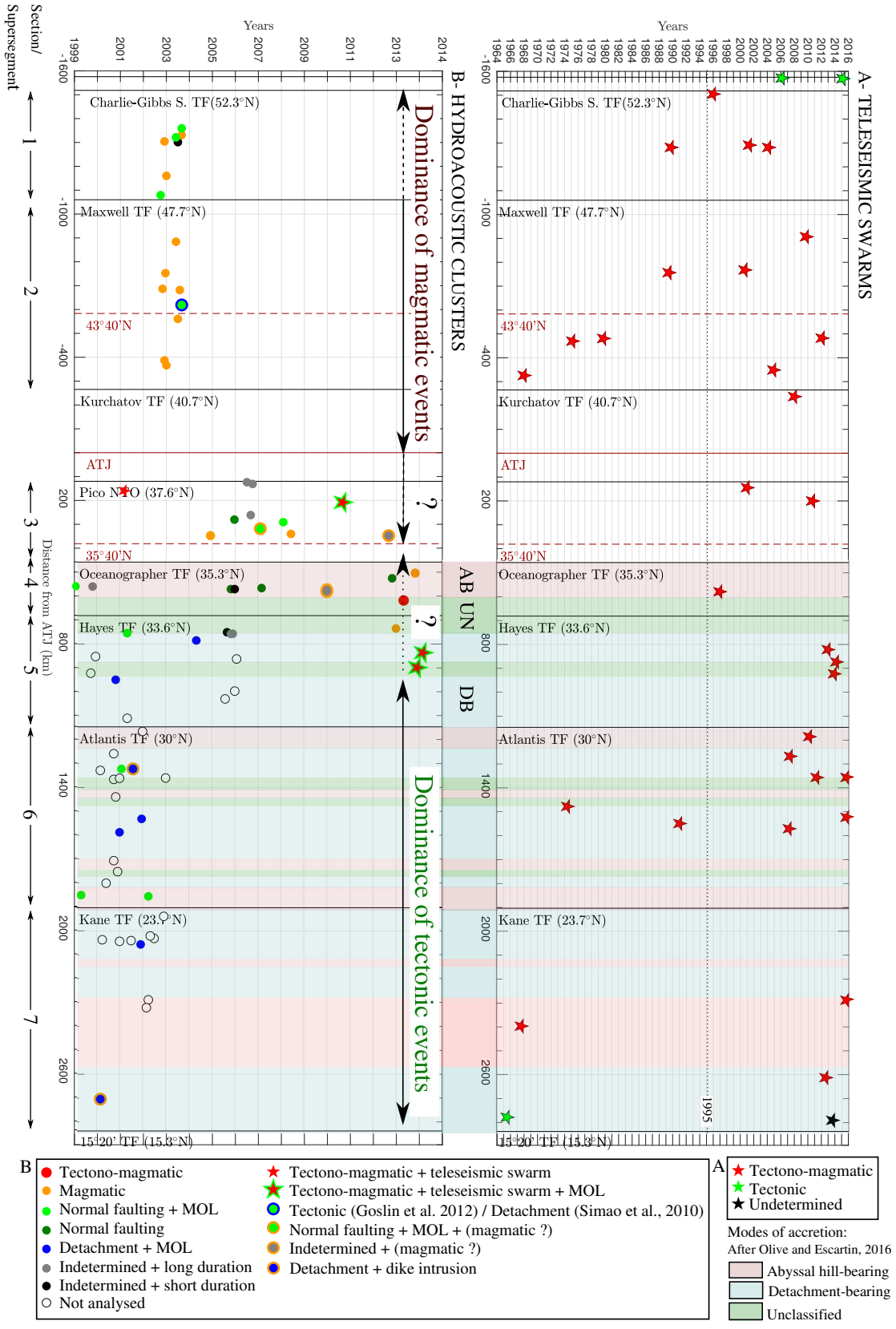

A- TELESEISMIC SWARMS
B- HYDROACOUSTIC CLUSTERS
Years
Charlie-Gibbs S. TF(52.3°N)
Maxwell TF (47.7°N)
43°40'N
Kurchatov TF (40.7°N)
ATJ
Pico N-TO (37.6°N)
35°40'N
Oceanographer TF (35.3°N)
Hayes TF (33.6°N)
Atlantis TF (30°N)
Kane TF (23.7°N)
15°20' TF (15.3°N)
Dominance of magmatic events
Dominance of tectonic events
?
?
AB
UN
DB
1995
Section/
Supersegment
Distance from ATJ (km)
1
2
3
4
5
6
7
B
Tectono-magmatic
Magmatic
Normal faulting + MOL
Normal faulting
Detachment + MOL
Indetermined + long duration
Indetermined + short duration
Not analysed
Tectono-magmatic + teleseismic swarm
Tectono-magmatic + teleseismic swarm + MOL
Tectonic (Goslin et al. 2012) / Detachment (Simao et al., 2010)
Normal faulting + MOL + (magmatic ?)
Indetermined + (magmatic ?)
Detachment + dike intrusion
A
Tectono-magmatic
Tectonic
Undetermined
Modes of accretion:
After Olive and Escartin, 2016
Abyssal hill-bearing
Detachment-bearing
Unclassified

FIGURE 5.21 – Schéma synthétique à l'échelle de la DMA Nord, entre 15°N-55°N. Il regroupe les modes d'accrétion (Olive and Escartín, 2016), et les limites d'influence au nord (Goslin et al., 2012) et au sud (cf. chapitre précédent) du point chaud des Açores (ligne pointillée rouge). Ainsi que la distribution spatio-temporelle de l'ensemble : (A) des séquences hydroacoustiques mises en évidence le long de la DMA Nord, dans ce chapitre et les travaux précédents (Simao et al., 2010; Goslin et al., 2012) (cercles). (B) des 34 essaims télésismiques (étoiles). Les couleurs des cercles et des étoiles définissent le type de processus associé à ces séquences.
Synthetic scheme at the nothern DMA scale, between 15°N-55°N. It gathers the modes of accretion (Olive and Escartín, 2016), and the northern (Goslin et al., 2012) and southern (cf. previous chapter) limits of the Azores hot spot (red dashed line). As well as, the spatio-temporal distribution of all : (A) hydroacoustic clusters highlighted along the northern DMA, in this chapter and the previous work of (Simao et al., 2010; Goslin et al., 2012) (circles). (B) 34 teleseismic swarms (stars). The colors of the circles and the stars define the type of process according to the clusters.

5.3.1 Processus et Modes d'accrétion

La figure 5.21 répertorie tous les processus observés lors des différentes séquences sismiques générées le long de la DMA Nord. De manière générale, on distingue les phénomènes tectoniques des manifestations magmatiques mais certaines séquences présentent des mécanismes indéterminés, rendant l'interprétation délicate.

Les processus associés à des séquences tectoniques s'apparentent à un glissement le long d'une faille, qu'elle soit normale, de détachement ou transformante. Ce mouvement peut être reflété par les plus forts événements lorsqu'ils sont associés à un tenseur des moments avec une forte composante double-couple.

Les séquences hydroacoustiques résultant d'une rupture le long d'une faille normale, ont la majorité de leurs événements générée en 4 jours, avec une activité pouvant s'étendre jusqu'à une vingtaine de jours, comme observé dans les séquences de Simao et al. (2010), Goslin et al. (2012) et la crise M3a (Fig. 5.21B, vert clair). La valeur de p obtenue pour ces séquences est de l'ordre de 1-1.4. Le nombre d'événements hydroacoustiques est supérieur à 40 événements. D'autres crises (M1a, M2e, H2d) semblent être générées par des processus tectoniques issus également du jeu de failles normales mais leur distribution temporelle ne suit une MOL (Fig. 5.21B, vert foncé). Ces dernières peuvent présenter des durées plus courtes, avec une décroissance de l'activité sur 1 à 2 jours, mais également un plus faible nombre d'événements (< 40). On peut supposer qu'une partie des événements de ces crises est en dessous du seuil de détection des hydrophones ou qu'une partie de la déformation est asismique. En effet, dans les zones où l'alimentation en magma n'est pas réduite et le régime thermique de la lithosphère est élevé, la résistance des failles normales peut être diminuée est induire ce type de déplacement (Olive and Escartín, 2016).

Le long de la DMA Nord, les séquences reflétant un glissement le long d'une faille de détachement ne sont localisées qu'au niveau de la zone SA (Fig. 5.21B). Elles suivent une loi de

décroissance et sont caractérisées par une forte valeur de $p > 2$ (Simao et al., 2010), traduisant un relâchement rapide des contraintes. En effet, la quasi totalité des événements de ces séquences est produite en un jour.

Aucune séquence hydroacoustique n'a été localisée sur une faille transformante durant la période de déploiements des hydrophones, suggérant une activité asismique (McGuire et al., 2012; Aderhold and Abercrombie, 2016). Cependant, deux essaims télésismiques associés à des mécanismes tectoniques ont été localisés au niveau de la faille nord du système transformant de Charlie-Gibbs, pouvant être reliés à un régime thermique plus froid (Fig. 5.21A, étoile verte).

Les processus liés à des séquences magmatiques sont caractérisés par des intrusions de dikes (verticaux ou latéraux) dans la croûte océanique et des remplissages de poches magmatiques. Les événements présentent généralement une distribution homogène en magnitude/*Source Level*, sans choc principaux. Ce type de séquence a été en majorité détecté au nord des Açores par Goslin et al. (2012) (10 séquences sur 15), on compte également les crises M1f, M3b, H2e et H2c au sud des Açores. Ces crises ne sont pas compatibles avec une MOL, sont situées en centre de segment, et leur localisation est corrélée avec une MBA très négative. Elles comportent 20 à 30 événements en moyenne, générés en grande partie sur 2 jours, attestant d'une activité principale un peu plus longue dans le temps que les failles de détachement ($\sim$1 jour ; Simao et al., 2010).

Les processus associés aux séquences peuvent être plus complexes, ni purement tectoniques ou purement magmatiques, impliquant différents mécanismes. Au niveau des NTOs et des zones de relais, de nombreuses séquences ont été détectées mais n'ont pu être rattachées à un processus en particulier (Figs. 5.21B, gris et noir). Parmi les séquences associées à du détachement, deux semblent impliquer des intrusions de dikes (Simao et al., 2010 ; Fig. 5.21, bleu + orange). De même, l'activité sismique de la crise M2a pourrait être interprétée comme une rupture le long d'une faille normale, suivie d'intrusion magmatique (vert + orange). Le mécanisme de la crise H2f n'a pu être déterminé mais il y a possiblement des intrusions magmatiques (gris + orange). Des processus mixtes sont communs dans ces contextes d'accrétion. Dans le cas du rift Est-Africain, un mouvement asismique sur une faille normale a déclenché une intrusion de dike (Calais et al., 2008). Cela atteste de la variété des mécanismes mis en place durant les épisodes d'accrétion océanique. A plus grande ampleur, les processus tectono-magmatiques sont caractérisés par le jeu de mécanismes magmatiques et tectoniques, responsables de crises d'envergure et d'essaims télésismiques (Figs. 5.21A-B, étoile rouge). Bien que ces séquences soient considérées comme des épisodes reflétant la propagation de dike, probablement associés à de grande volume de magma, elles peuvent être compatibles avec une loi de décroissance (étoile rouge + verte). Dans le cas de l'essaim de North FAMOUS, le grand nombre d'événements, la présence d'un large spectre de fréquence traduisant les secousses et craquements dans la croûte océanique liés au mouvement du magma, une forte composante CLVD pour l'un des séismes, la migration latérale de l'activité et la courte durée de l'activité principale (2 jours)

sont des indices d'un épisode de grande ampleur impliquant des mécanismes de différentes natures. Lors de cet essaim, le premier événement de forte magnitude serait le déclencheur de l'intrusion de dike en changeant le régime de contraintes des roches environnantes et celui de la poche magmatique (Baer et al., 2008). On peut supposer que la différence entre une crise magmatique de moindre ampleur et une crise d'envergure provient du volume de magma mobilisé, qui n'induit pas les mêmes contraintes sur les roches, mais probablement aussi du régime thermique de la lithosphère.

Quel lien avec les modes d'accrétion symétrique & asymétrique ?

La distribution spatio-temporelle des différentes crises, hydroacoustiques et télésismiques, met en évidence des zones plus ou moins actives (Fig. 5.21). Ces zones sont-elles associées à un mode d'accrétion préférentiel ? Les séquences hydroacoustiques identifiées avec le réseau SA sont principalement localisés sur des sections asymétriques (Simao et al., 2010), rappelant les résultats du chapitre précédent. En effet, dans la zone SA, les sections avec un mode d'accrétion asymétrique semblent plus sujettes aux crises sismiques. Les sections symétriques révèlent un comportement plus asismique (Olive and Escartín, 2016).

Les sections définies par un mode d'accrétion asymétrique comportent les séquences associées à des processus de détachement (Escartín et al., 2008), toutes identifiées dans la zone SA (Simao et al., 2010). Dans la zone MoMAR, les failles de détachement caractérisant un mode d'accrétion asymétrique sont présentes au niveau de certaines discontinuités non transformantes (Gràcia et al., 2000). Outre la naissance d'une faille de détachement à l'extrémité sud du segment AMAR (Paulatto et al., 2015), aucune structure de ce type n'a été relevée au niveau des segments. Les deux seules séquences (M1c, M1e) de la zone MoMAR, situées à l'emplacement d'un possible détachement (massif Saldanha, Gràcia et al., 2000; Miranda et al., 2002) au niveau de la NTO entre le segment FAMOUS et AMAR, sont trop peu contraintes pour les interpréter, et ne sont comparables aux épisodes de détachement générés au sud de la faille transformante Hayes (en termes de nombre d'événements et distribution temporelle de l'activité). De même, au nord des Açores, aucun mécanisme lié à une faille de détachement n'a été relevé durant les 1.3 ans d'expériences hydroacoustiques SIRENA (excepté potentiellement une crise, Fig. 5.21, bleu + vert).

D'après la description des modes d'accrétion, les séquences sismiques issues d'une rupture le long d'une faille normale devraient être plus représentées. En effet l'activité sismique localisée le long de failles normales peut être associée aux deux modes (failles normales des murs de la vallée axiale pour le mode symétrique, et failles normales accommodant la flexure des failles de détachement ; Olive and Escartín, 2016). Ce type de séquence est observé le long de la DMA Nord. Au sud des Açores, elles semblent plus communes au niveau des sections avec un mode d'accrétion symétrique mais il manque l'analyse des séquences de la zone SA comportant moins de 40 événements (Fig. 5.21B, cercle "vide"). Au nord des Açores, aucune section

de dorsale n'a été définie par les modes d'accrétion symétriques et asymétriques. Cependant, si on se base sur les 1.3 ans de données du catalogue SIRENA, on observe que les processus tectoniques sont plus présents au nord de la faille de Maxwell (Fig. 5.21B).

On s'attend à trouver probablement un plus grand nombre de séquences liées à des manifestations magmatiques sur les sections de dorsales dominées par un mode d'accrétion symétrique, où l'apport magmatique est plus important (Escartín et al., 2008). D'après la figure 5.21B, les crises hydroacoustiques de moindre intensité (non associées à des essaims télésismiques) et dont l'origine est très probablement liée à des processus magmatiques, sont localisées préférentiellement sur des segments de types symétriques ou indéfinis. Dans la zone SA, les séquences avec moins de 40 événements n'ont pas été analysées (Simao et al., 2010) et aucune séquence avec plus 40 événements n'est interprétée comme magmatique. Au vu de la distribution temporelle des séquences non-analysées de la zone SA (cf. annexe C2), 3 de ces séquences pourraient être associées à du magmatisme (S11, S12 et S30) et sont situées au niveau de sections symétriques ou indéfinies. Dans la zone MoMAR, 5 séquences sont générées par des processus magmatiques dits de moindre ampleur (M1f, M3b, H2c, H2e en centre de segment). 3 d'entre elles sont associées à des sections symétriques (segments OH1 et South AMAR) tandis que la dernière est générée dans une section de type "indéfini" (segment HA1). Cependant, tous les segments associés à ces crises sont décrits comme intermédiaires ou chauds par Thibaud et al. (1998). Au nord des Açores un grand nombre de séquences magmatiques ont été identifiées mais l'on ne peut les rattacher à un mode d'accrétion, aucune étude n'a déterminé ces modes pour cette portion de la DMA.

Concernant les crises d'envergure, seules 5 crises correspondent à ce type de processus dans les enregistrements hydroacoustiques disponibles (Lucky Strike, North FAMOUS (H1a), H2b, H2a et H2aS). Deux de ces crises sont associées à des segments avec un mode d'accrétion symétrique tandis que les 3 autres sont produites sur des segments avec un mode d'accrétion indéfini (Fig. 5.21B, étoile rouge). Excepté, la crise H2b, toutes sont associées à un essaim télésismique (Fig. 5.21A). Ces derniers permettent ils de mettre en évidence une activité plus soutenue pour l'un de ces deux modes d'accrétion ?

Parmi les 17 essaims télésismiques de type tectono-magmatiques mis en évidence au sud des Açores, 6 sont situés sur des segments contrôlés par un mode d'accrétion symétrique, 6 se trouvent sur des segments dominés par un mode d'accrétion asymétrique et 5 sont localisés sur des segments dont le mode d'accrétion n'a pu être défini. Ainsi, en se basant sur quasiment 50 ans de données télésismiques on ne remarque aucune préférence dans la localisation d'essaims tectono-magmatiques en fonction des modes d'accrétion, si les essaims identifiés sont réellement associés à des processus tectono-magmatiques. Malheureusement, aucun des essaims générés sur des sections asymétriques n'a eu lieu durant des périodes de déploiement d'hydrophones. Il aurait été intéressant de pouvoir comparer la dynamique d'un essaim dans

une section asymétrique avec les autres crises d'envergure analysées dans des sections symétriques et indéterminées.

Pour conclure, ces observations ne sont basées que sur quelques années d'enregistrements hydroacoustiques, dont la durée diffère selon les zones. Une meilleure interprétation nécessiterait donc des données sur plusieurs années et sur une plus grande étendue le long de la DMA Nord, notamment dans les zones SIRENA et SA. Cependant, les observations issues des données disponibles, suggèrent que les crises hydroacoustiques associées à des processus magmatiques de moindre ampleur sont essentiellement localisées au niveau des sections symétriques ou indéfinies. De même les séquences reflétant un mécanisme de détachement sont présentes uniquement dans une certaine zone de la DMA Nord et au niveau des sections dites asymétriques. Les séquences non analysées de la zone SA rendent la suggestion plus délicate pour les séquences associées à une rupture le long d'une faille normale. Aucune relation n'a pu être mise en évidence entre l'occurrence des essaims tectono-magmatiques et le mode d'accrétion.

5.3.2 Quelle récurrence le long de la DMA Nord ?

La récurrence des essaims télésismiques tectono-magmatiques ainsi que celle des séquences hydroacoustiques ont été abordées dans les sections précédentes. Les zones soumises plus régulièrement à des essaims télésismiques ressortent dans la figure5.21A et correspondent pour la majorité à des zones actives en termes de crises hydroacoustiques (Fig.5.21B).

Bien que la période de déploiement des réseaux d'hydrophones ne soit pas comparable, on peut observer des prédominances dans le type de processus mis en place selon les sections de la DMA Nord. En effet, la zone entre la faille sud du système transformant de Charlie-Gibbs et les Açores, est soumise majoritairement à des séquences de type magmatique si l'on se base sur les 1.3 ans de données du catalogue SIRENA et les 50 ans de données télésismiques. Au contraire la zone entre $\sim$200 km au sud de la faille transformante Hayes et la faille transformante Fifteen-Twenty est dominée par des crises associées à du glissement le long de failles normales ou de détachements. La section comprise entre ces deux zones (de Pico NTO à $\sim$200 km au sud de Hayes FT) semble caractérisée par une proportion équivalente de processus tectoniques et magmatiques. Ainsi, ces 3 domaines pourraient suggérer une différence dans la dynamique de la dorsale entre les zones SIRENA, MoMAR et SA. Cette observation conforterait les résultats obtenus dans le chapitre précédent sur la distribution à grande échelle de la sismicité le long de la DMA Nord, mettant en évidence une différence à la fois dans la sismicité de fond mais également dans la sismicité générée par les crises sismiques.

Occurrence des processus d'accrétion

L'identification dans ce chapitre des essaims sur plus de 50 ans de données télésismisques, et sur les années de déploiement des réseaux d'hydrophones, a pour but de tenter de qualifier un cycle, une récurrence à la fois temporelle et spatiale dans les épisodes magmatiques. La

période de déploiement des réseaux d'hydrophones a permis d'enregistrer 4 crises tectono-magmatiques dont 3 sont associées à des essaims télésismiques. Aucune crise de cette envergure n'a été détectée durant la période de déploiement du réseau SIRENA au nord des Açores (Goslin et al., 2012).

D'un point de vue temporel, la fréquence d'occurrence de ces crises ne montre pas un cycle à l'échelle de la DMA Nord mais l'on peut noter des sections se comportant différemment. En effet, certaines zones, comme le supersegment n°5 entre les failles transformantes Hayes et Atlantis, montrent une absence d'essaims tectono-magmatiques durant ∼50 ans avant de subir 3 essaims de ce type à proximité et à 1 an d'intervalle. Le supersegment n°7, entre les failles transformantes Kane et Fifteen-Twenty, révèle une dynamique similaire avec une période d'environ 40 ans, dépourvue d'essaims, puis une période plus sujette aux essaims (Fig. 5.21A). Une période équivalente est remarquée pour le supersegment n°3 entre Pico NTO et la faille transformante Oceanographer. Cependant pour ce dernier supersegment, un second essaim est générée seulement 10 ans après. Cela pourrait refléter un cycle entre de grandes périodes sans essaims, suivies d'intervalles plus courts. Le supersegment n°1 entre le système Charlie-Gibbs et la faille transformante Maxwell suggère ce même comportement. Le supersegment n°4 entre les failles transformantes Oceanographer et Hayes présente un unique essaim.

Des supersegments affichent des intervalles plus courts, comme le supersegment n°2 entre les failles transformantes Maxwell et Kurchatov, avec un essaim tectono-magmatique tous les ∼10 ans durant les 50 dernières années. A l'intérieur d'un supersegment, des dynamiques différentes peuvent être également observées. En effet, la partie nord du supersegment n°6 entre les failles transformantes Atlantis et Kane n'est soumise à des essaims que durant les 10 dernières années de l'étude, alors que la partie sud indique des intervalles plus homogènes, tous les ∼10 ans. Ces différents intervalles pourraient refléter une période où l'alimentation magmatique est plus élevée.

Cette récurrence est mise en évidence à l'échelle des supersegments. A l'échelle du segment, il est plus difficile d'établir un intervalle homogène, au vu du peu d'années de recul. Deux crises magmatiques de moindre ampleur (M1f et M3b) ont eu lieu à ∼2 ans d'intervalle au niveau du même segment (South AMAR). C'est l'unique cas de crises magmatiques récurrentes au sud des Açores. Au nord des Açores, les séquences analysées par Goslin et al. (2012) affichent en seulement 1.3 ans des zones très actives (cf. section 5.1.2, Fig. 5.2). L'intervalle d'occurrence entre ces épisodes magmatiques est très court, de l'ordre d'un an. La suggestion d'un cycle pour les manifestations magmatiques nécessite un grand jeu de données. Dans le cas du rift axial au nord-est de l'Islande, Björnsson (1985) propose que des épisodes d'activité volcano-tectonique de grande ampleur, comparables à celui de 1975-1984 (Einarsson and Brandsdóttir, 1978), aient lieu tous les 100-150 ans. Dans le cas du volcan Axial de la ride Juan de Fuca, un cycle magmatique de 16 ans pourrait être proposé (Dziak and Fox, 1999; Wilcock et al., 2016). De plus, les dorsales intermédiaires et rapides génèrent des essaims magmatiques relativement fréquents et comprennent des centaines d'événements hydroacoustiques (Dziak et al., 2007). En comparaison, les dorsales à taux plus lents ont des essaims moins fréquents

mais plus conséquents. Tolstoy et al. (2001) suggèrent qu'une loi en puissance négative pourrait exister entre les paramètres taille, fréquence des essaims magmatiques et le taux d'expansion. Effectivement, des contraintes plus grandes sont requises pour passer à travers la lithosphère plus cassante et épaisse des dorsales lentes (Tolstoy et al., 2001).

Sur les 7 ans de surveillance de la zone MoMAR, seuls 3 essaims tectono-magmatiques ont été enregistrés (North FAMOUS, H2a, H2aS) et un seul durant les 4.6 ans de surveillance de la zone SA-SI (Lucky Strike). Cela montre l'atout des catalogues télésismiques pour l'étude de la récurrence de ces crises pour disposer d'une période de longue durée.

5.3.3 Quelle Influence du point chaud ?

Sur les essaims tectono-magmatiques

L'influence du point chaud sur la répartition de la sismicité est connue et se traduit par une augmentation de la sismicité en s'éloignant du point chaud, corrélée avec le refroidissement du régime thermique de la lithosphère. Ses limites d'influence ont été étudiées dans le chapitre précédent (Simao, 2009; Goslin et al., 2012), où il a été suggéré que le taux de sismicité élevé dans la zone MoMAR pourrait être lié à une augmentation des processus d'origine magmatique, générant une forte sismicité de faible magnitude. L'étude des essaims télésismiques soulève une nouvelle question. La proximité du point chaud des Açores a-t-elle une influence sur la proportion d'essaims générés, à la fois en termes de proportion d'événements associés à ces épisodes qu'en termes de fréquences d'apparition ? On pourrait supposer que les supersegments soumis à l'influence du point chaud comprennent un plus grand nombre d'événements lors des essaims et/ou que ces essaims aient lieu plus régulièrement que dans les autres sections de la DMA Nord plus éloignées du point chaud. Les limites supposées du point chaud des Açores (cf. Goslin et al., 2012, pour la limite nord et le chapitre précédent pour la limite sud) sont représentées sur la figure 5.21, et ne montrent que deux supersegments, l'un au nord et l'autre au sud des Açores, susceptibles de révéler un apport magmatique plus soutenu.

En termes de proportion d'événements associée à des essaims, ces deux supersegments ne sont pas ceux affichant une activité télésismique dominée par ces épisodes (comme décrit précédemment). En effet, bien qu'un grand nombre d'essaims soit localisé dans le supersegment n°2 au nord des Açores, une proportion équivalente est observée pour le supersegment n°6 entre les failles transformantes Atlantis et Kane. Ces deux supersegments recouvrent une étendue équivalente (∼650 km) mais sont situés à différentes distances du point chaud. Ce dernier ne semble pas donc exercer une influence sur le nombre d'essaims. De plus, le nombre d'événements compris dans les essaims proches du point chaud n'est pas plus élevé que pour les autres essaims (table 5.1). Les deux essaims du supersegment au sud des Açores font partie de ceux qui présentent le plus grand nombres d'événements de la DMA Nord.

D'un point de vue temporel, les essaims générés à proximité du point chaud ne semblent pas être produits sur des périodes d'intervalles plus courtes. Ces constats ne sont basés que

sur 50 ans de données télésismiques et dépendent probablement de la période d'observation.

L'analyse menée sur le calcul du moment sismique total de chaque essaim (cf. section 5.1.2) pourrait montrer des similitudes pour les essaims produits à proximité du point chaud. Sur les 30 essaims tectono-magmatiques identifiés, 7 sont situés dans les limites d'influence du point chaud (Fig. 5.21). Le moment sismique total associé à chacun des essaims pourrait refléter des processus équivalents (section 5.1.2), mais aucune relation n'est obtenue entre ces moments sismiques et la proximité du point chaud.

Sur les séquences sismiques magmatiques de "moindre ampleur"

Dans les zones d'influence du point chaud des Açores, on remarque que les processus caractérisant les crises hydroacoustiques de moindre ampleur sont de type magmatique dans la zone au nord des Açores (ATJ - 43°40′N). Aucune crise avec un mécanisme tectonique, n'a été observé durant le déploiement du réseau SIRENA, dans cette section de dorsale. Dans la zone au sud des Açores (ATJ - 35°40′N), outre les 2 crises d'envergure, 2 crises déclenchées par des processus magmatiques sont remarquées tandis que les 7 crises restantes sont définies par des processus tectoniques, ou indéterminés pouvant toutefois impliquer des processus magmatiques. De plus, en comparaison des crises de la zone SA, les événements liés à du magmatisme semblent plus présents. En effet, les séquences non-analysées de la zone SA affichent une distribution temporelle plus probablement tectonique que magmatique (cf. annexe C2).

Sur les 25 séquences analysées dans la zone MoMAR, 18 ont une distribution temporelle qui ressemble à une MOL mais seulement 7 ont pu en ajuster une. Cela peut être en partie dû au trop faible nombre d'événements ($\sim$10) pour tester une loi de décroissance. Les séquences tectoniques identifiées par Simao (2009) sont toutes associées à 20 évenements minimum. De plus, les 4 séquences tectoniques analysées par Goslin et al. (2012) ont pu être ajustés à une MOL avec 15 à 40 événements. Cela suggère que le faible nombre d'événements des séquences ne pouvant suivre une MOL dans la zone MoMAR n'est peut-être pas le seul facteur responsable de ne pas ajuster une MOL. Le régime thermique de la lithosphère de ces segments pourrait induire également une déformation asismique.

Enfin, on peut remarquer, qu'aucune des séquences d'origine tectonique ne paraît être associée à une faille de détachement dans la zone MoMAR. Dans la zone SIRENA, seul une séquence pourrait être associé à ce mécanisme mais elle se situe au delà de la limite nord du point chaud (Fig. 5.21). A l'inverse, les crises étudiées par Simao (2009) sont pour la majorité (9 sur 13) reliées à des processus de détachement et des modes d'accrétion asymétriques. L'occurrence des failles de détachement est liée à l'apport magmatique (Escartín et al., 2008). Ainsi, la concentration de ces failles dans la zone sud de la faille transformante Hayes suggère que la zone SA dans son ensemble pourrait être moins robuste magmatiquement que la zone MoMAR, malgré certaines sections symétriques caractérisées par un fort apport magmatique, et des segments chauds tels que TAMMAR. Les sections symétriques chaudes de la zone SA diffèrent de la zone MoMAR par leur comportement quasi asismique.

Pour conclure, l'influence du point chaud des Açores peut-être suggérée sur la nature des processus associés aux crises hydroacoustiques (plus de séquences magmatiques dans les limites d'influence du point chaud). Toutefois, ces observations nécessitent à nouveau des données sur plusieurs années pour améliorer l'interprétation. Concernant les essaims télésismiques générés à proximité d'un point chaud, une étude similaire dans une autre zone d'interaction point chaud/dorsale (sur la même période, ∼50 ans) améliorerait la compréhension des interactions entre ce type de processus tectono-magmatique et la génération des essaims magmatiques. Cela permettrait une comparaison dans l'occurrence de ces épisodes. Au cours du déploiement du réseau SIRENA, 5 séquences ont pu être détectées (en dehors du réseau) au niveau de la dorsale de Reykjanes. Parmi ces séquences, 3 correspondent à des crises d'envergure, avec plus de 200 événements hydroacoustiques et de nombreux événements télésismiques (> 7 ; Goslin et al., 2005 ; 6/10/2002, 1/02/2003 et 9/07/2003). La dorsale de Reykjanes est connue pour son interaction avec le point chaud d'Islande. Bien que ce dernier soit plus robuste que le point chaud des Açores (Goslin et al., 1998), une comparaison de ces deux zones serait propice à une meilleur compréhension.

L'analyse de la distribution spatio-temporelle des essaims et séquences sismiques permet finalement d'apporter des résultats préliminaires aux questions soulevées précédemment.
(1) Relation avec les modes d'accrétion : Les essaims télésismiques ne sont pas générés préférentiellement au niveau des sections avec un mode d'accrétion symétrique. Aucune crise d'envergure équivalente à celles identifiées dans les données hydroacoustiques n'a été générée au niveau de sections de dorsale possédant un mode asymétrique. L'étude d'une crise dans ce contexte permettrait d'étudier sa dynamique et de conforter l'hypothèse que ces essaims soient tectono-magmatiques. Les séquences hydroacoustiques magmatiques dites de "moindre ampleur", sont mieux corrélées au mode d'accrétion des segments et sont associées à des sections avec un mode d'accrétion symétrique ou indéfini. De plus, aucune séquence tectonique reflétant un mécanisme de faille de détachement n'est identifiée au nord de la faille transformante Hayes, dans d'autres zones que celle de SA.

(2) Récurrence des épisodes le long de la DMA Nord : Les données télésismiques offrent une grande période d'observations (∼50 ans) qui semble toutefois trop limitée pour définir un cycle de récurrence de ces épisodes magmatiques de grande ampleur. Des sections de dorsales pourraient suggérer des cycles d'occurrence supérieurs à 50 ans, tandis que d'autres supposent des cycles plus courts, entre 10 et 20 ans. Ces cycles pourraient traduire un flux mantellique plus soutenu.

En termes de processus d'accrétion, la zone située au nord des Açores est caractérisée par des séquences de type magmatique, tandis que la zone SA semble dominée par des séquences

d'origine tectonique. La zone MoMAR serait caractérisée par des processus des deux types. En se basant sur les données hydroacoustiques disponibles, cela suggère à nouveau une différence entre les domaines SIRENA, MoMAR et SA. Ainsi, l'expansion océanique dans la zone au nord des Açores, pourrait être considérée comme accommodée par une accrétion principalement magmatique à l'inverse de la zone SA (Fig. 5.21). Cependant, ce constat est basé sur des périodes d'observation différentes, même si les critères d'identification des séquences étaient identiques.

(3) Influence du point chaud des Açores : La proximité du point chaud ne semble pas intervenir dans l'occurrence des essaims magmatiques de grande ampleur, ni en termes du nombre d'événements, ni en termes d'occurrence temporelle. Il serait cependant nécessaire de comparer avec d'autres zones d'études telles que la dorsale de Reykjanes fortement soumise à l'interaction avec le point chaud d'Islande. Les processus associés aux séquences hydroacoustiques le long de la DMA pourraient suggérer une influence prépondérante du point chaud au nord des Açores.

Conclusion & perspectives

Le déploiement successif de réseaux d'hydrophones sur différentes portions de la dorsale médio-Atlantique Nord a permis d'acquérir un catalogue de sismicité sur plusieurs années (∼1.3 - 7.1 ans) nécessaire à l'étude des séismes de faible magnitude caractéristiques de ces zones d'expansion. La variabilité de la sismicité enregistrée par les différentes expériences dans la zone MoMAR atteste de l'importance de l'extension des séries d'observations temporelles, en plus de l'étendue spatiale. Cette étude apporte donc ∼3.7 ans de données supplémentaires dans la zone MoMAR depuis la dernière étude globale (Simao, 2009). Les catalogues télésismiques procurent des informations supplémentaires, notamment sur la source sismique des séismes de forte magnitude. Leur intégration dans ce travail est essentielle.

En effet, on a pu voir la difficulté de corréler les magnitudes sismiques au *Source Level* pour les différents catalogues hydroacoustiques disponibles. L'établissement d'une relation directe entre ces deux types de données nécessite un grand nombre d'événements détectés à la fois par les réseaux d'hydrophones mais également par les stations terrestres. De plus, la modélisation de la source acoustique des ondes T conduite à l'échelle locale conforte, à son échelle, que la bathymétrie joue un rôle sur la distribution radiale et azimuthale de l'énergie acoustique dans la couche d'eau, lors de la génération des ondes T (avant la propagation horizontale). Elle révèle également la difficulté de corréler, dans un azimuth donné, cette énergie acoustique avec la magnitude du séisme.

Actuellement, l'accès au tenseur des moments et à la profondeur d'un séisme à partir d'un enregistrement hydroacoustique est irrésolu et est une question qui reste ouverte au débat.

Ce travail de thèse confirme l'importance des données hydroacoustiques à long terme et à grande étendue spatiale. L'intégration de l'ensemble des données de sismicité disponibles a permis une approche plus approfondie de la dynamique à l'échelle des segments et des intéractions entre le point chaud et l'axe de la dorsale.

Dans la zone MoMAR, la distribution spatiale des événements du catalogue hydroacoustique déclusterisé ne présente pas un schéma en bande de sismicité comparable à celui observé dans la zone SA défini par Smith et al. (2003), mais montre des segments plus ou moins actifs avec des segments où une faible activité perdure (*e.g.* MG, PO8, HA1). Les téléséismes sont localisés principalement au niveau des discontinuités dans la zone MoMAR alors qu'ils sont

relativement communs dans les vallées axiales de certains segments de la zone SA, ce qui suggère une différence de l'état thermique de la croûte entre ces deux zones. On a également remarqué que la forme obtenue dans la répartition du taux de sismicité à l'échelle du segment peut refléter le ΔMBA du segment, avec une forme de la distribution de la sismicité le long de l'axe pour un segment en "U", ce qui correspond à un fort ΔMBA et traduit un apport magmatique concentré au centre de segment. A l'inverse une forme "plate" est associée à un apport plus homogène le long du segment et donc un faible ΔMBA. Ce résultat est particulièrement visible sur les segments de la zone MoMAR de par le grand jeu de données hydroacoustiques.

A l'échelle des segments, le taux de sismicité calculé dans la zone au sud des Açores montre une variabilité et met en évidence une dynamique propre à chaque segment. Les taux liés aux événements des crises sismiques issues du catalogue hydroacoustique se révèlent être plus importants en moyenne pour les segments avec un mode d'accrétion asymétrique de la zone SA (Fig. 5.22, boîte bleue) que pour les segments avec un mode d'accrétion symétrique de la zone MoMAR (Fig. 5.22, boîte rouge foncée). Le résultat inverse est observé pour les taux de sismicité calculés à partir du catalogue télésismique. Ces différences dans les taux de sismicité moyens peuvent indiquer une différence dans la nature des processus d'accrétion et/ou dans la fréquence d'apparition des crises au niveau de chaque segment.

Ainsi, l'analyse de séquences sismiques a permis de fournir des informations sur les différents types de processus d'accrétion identifiés le long de l'axe de la DMA Nord avec deux grands types de crises : -celles d'envergure générées également par des processus tectono-magmatiques, -et les crises de moindre ampleur générant des événements de faible magnitude. Les données télésismiques accessibles sur 50 ans sont un atout pour la recherche d'essaims tectono-magmatiques. De plus, 25 séquences hydroacoustiques ont été étudiées afin d'identifier leur processus d'accrétion.

L'ensemble des séquences analysées au niveau de la DMA depuis 1999 et leur distribution spatio-temporelle le long de l'axe montrent que les crises d'envergures et les crises de moindre ampleur sont plutôt bien corrélées avec le mode d'accrétion des segments où ont lieu les crises. A l'inverse, les essaims télésismiques associés à des processus tectono-magmatiques ne semblent pas reliés au mode d'accrétion.

L'un des plus gros essaims magmatiques générés au niveau de la DMA Nord, qui a eu lieu en août 2010, a été révélé par l'étude des crises sismiques à partir des catalogues hydroacoustiques. Il s'agit probablement de la plus grosse manifestation magmatique depuis la crise de Lucky Strike de mars 2001. Cette crise d'envergure, localisée au niveau des segments North FAMOUS et FAMOUS, pourrait correspondre à la première mise en évidence d'une intrusion de dike à travers une NTO. Contrairement à l'épisode de Lucky Strike, cet essaim est associé à moins d'événements télésismiques et est dominé par une sismicité de faible magnitude. Cet épisode est interprété comme d'origine tectono-magmatique, causé par la propagation latérale

de deux dikes, l'un au sud puis l'autre au nord. La bande de fréquence accompagnant l'activité sismique est interprétée comme la résultante de l'ensemble des secousses lié au déplacement de magma à travers les fissures et fractures pré-existantes dans la croûte. La migration de l'activité sismique vers le sud est surprenante puisqu'elle traverse la NTO séparant les segments North FAMOUS et FAMOUS. L'analyse gravimétrique haute résolution a révélé la présence d'une structure allongée associée à des valeurs très négatives de MBA. L'orientation de cette structure est similaire à celle de la migration sud, renforçant l'idée qu'une NTO n'est pas une barrière structurale à la propagation de magma.

Les crises tectono-magmatiques sont caractérisées par le grand nombre d'événements télésismiques accompagnant la sismicité de faible magnitude. Les crises d'envergure mises en évidence à partir des catalogues hydroacoustiques seraient générées par des processus tectono-magmatiques d'ampleur exceptionnelle (à l'exception d'une crise). Elles se distinguent des autres séquences sismiques par leur nombre élevé d'événements hydroacoustiques ($\sim$500) et télésismiques (> 15). L'occurrence d'un événement télésismique dont un tenseur des moments a une forte composante CLVD conforte l'idée d'injection de fluide dans une zone magmatique. En termes de distribution temporelle, plus de la moitié des événements est générée en moins de 2 jours (parfois 4). Une MOL a pu être ajustée pour certaines crises avec des valeurs de p différentes (de 1 à 2.3). La forte valeur de p supérieure à 2 peut être interprétée comme un relâchement rapide des contraintes dû à une température hypocentrale élevée. La mise en évidence d'une migration de l'activité sismique est associée à la propagation latérale d'un dike. L'intrusion d'un dike peut générer une bande de fréquence caractéristique qui peut être visible sur les enregistrements hydroacoustiques.

L'étude de la répartition le long de la DMA Nord des crises témoignant de processus tectono-magmatiques révèle qu'aucune de ces crises n'a été générée au niveau d'un segment de type chaud. Cela suggère que ces crises sont liées à un contexte où le régime thermique de la lithosphère est plus froid.

Les crises magmatiques de moindre ampleur sont associées à peu voire aucun événement télésismique et comprennent également moins d'événements hydroacoustiques (30-70). Contrairement aux crises tectono-magmatiques, aucune ne satisfait une MOL. L'activité sismique est rapide, avec la majorité des événements générées en moins de 2 jours, caractère commun aux crises d'envergure. Leur distribution spatiale est plus limitée. Ces crises peuvent également témoigner d'une intrusion latérale de dike, mais les mécanismes à l'origine de ces crises sont de moindre ampleur ; peut-être lié à un volume de magma mobilisé moins important et/ou au régime thermique de la lithosphère. En effet, des crises magmatiques de moindre ampleur peuvent être localisées sur des segments de type chaud.

Un autre caractère marquant de l'étude des séquences sismiques de moindre ampleur provient de la récurrence de ces dernières dans les zones de discontinuités ou de relais, notamment

3 zones particulièrement actives. Les distributions temporelles de ces crises varient. Certaines montrent une activité sismique principale concentrée sur quelques jours, tandis que d'autres sont plus réparties sur la durée. Il semblerait que les processus déclencheurs de ces crises génèrent une sismicité de relativement faible énergie. Toutes ces crises attestent d'une grande diversité dans les processus associés aux zones de discontinuités, reflétant la variabilité et l'instabilité des zones de fin de segments.

Les grandes périodes d'observation des événements télésismiques associés à des épisodes tectono-magmatiques seraient trop limitées pour définir un cycle de récurrence, mais certaines sections de dorsales permettent de suggérer un cycle d'occurrence variable selon les sections de la DMA (10 ans à plus de 50 ans). De plus, ces essaims ne semblent pas lié à la proximité du point chaud. Ils pourraient être induits par une alimentation magmatique plus élevée.

La récurrence de crises sismiques de plus faible magnitude au niveau de la DMA permet également de suggérer des zones contrôlées principalement par un type de processus d'accrétion (lié au seuil de magnitude de complétude pour la détection de ces crises). On peut ainsi suggérer une dominance de processus magmatique dans la zone au nord des Açores jusqu'à la faille transformante Maxwell (Fig. 5.22, rouge foncé). A l'inverse, la zone SA semble principalement dominée par des processus d'origine tectonique (Fig. 5.22, vert foncé). La zone MoMAR comporte une plus grande diversité dans les mécanismes d'accrétion identifiés, suggérant des processus aussi bien tectoniques que magmatiques (Fig. 5.22, vert claire et rouge claire). L'apport de nouvelles données permettraient de mieux comprendre ces observations.

A grande échelle, le calcul du taux de sismicité réalisé sur les 7 supersegments caractérisant notre zone d'étude révèle les deux plus fortes valeurs pour les 2 supersegments de la zone MoMAR. Ces forts taux sont obtenus aussi bien avec le catalogue hydroacoustique complet que déclusterisé, ce qui traduit une forte sismicité de fond. Le résultat étonnant des taux de sismicité télésismique réside dans l'écart de la sismicité entre le catalogue complet et déclusterisé pour les autres supersegments de la DMA Nord. Cela sous-entend qu'une différence dans le régime thermique et la nature de processus d'accrétion se distingue déjà à l'échelle du supersegment.

La proportion par supersegment des sections définies par les différents modes d'accrétion n'a pu expliquer cette différence remarquée dans les taux de sismicité.

En ce qui concerne le régime sismique de fond à l'échelle des segments, la zone MoMAR est contrôlée majoritairement par des événements de faible magnitude puisque l'on ne retrouve pas cette distinction dans les valeurs télésismiques (Fig. 5.22, boîtes rouges foncées). Il existe donc une différence entre les segments symétriques de la zone MoMAR et ceux de la zone SA dont l'activité sismique de fond est systématiquement plus faible que celle des segments MoMAR (Fig. 5.22, boîtes rouges foncées et rouges claires). Ce résultat révèle une nouvelle

dynamique pour les segments de la DMA.

Cette différence du taux de sismicité dans le régime sismique de fond entre les segments symétriques de la zone MoMAR et ceux de la zone SA ne peut s'expliquer par les valeurs d'obliquité des segments. A l'échelle du segment, une obliquité faible traduit une alimentation magmatique plus soutenue et donc un mode d'accrétion symétrique ; inversement pour une forte obliquité. Ces observations rejoignent celles décrites au niveau des dorsales ultralentes telles que la Sud-Ouest Indienne (Sauter et al., 2001; Cannat et al., 2008) et Knipovitch (Okino et al., 2002). Une bonne corrélation est obtenue entre la valeur de l'obliquité et le taux de sismicité pour chaque groupe (*i.e.* segments avec un mode d'accrétion symétrique MoMAR, segments avec un mode symétrique SA et segments avec un mode asymétrique SA) reflétant l'existence d'une relation entre l'obliquité et le mode d'accrétion. En revanche, les segments de la zone MoMAR et SA caractérisés par un mode d'accrétion symétrique ont des valeurs d'obliquité semblables mais des taux de sismicité grandement différents. L'obliquité du segment ne peut donc être à l'origine de l'activité sismique de fond de la zone MoMAR.

A l'échelle du supersegment, la forte obliquité des 2 supersegments de la zone MoMAR pourrait contribuer à expliquer l'activité sismique de fond de la zone MoMAR (Fig. 5.22, trait noir épais).

L'analyse des interactions existantes entre le point chaud des Açores et la répartition de la sismicité le long de l'axe de la dorsale, de par l'étude à grande longueur d'onde de la sismicité, permet d'approfondir les différentes dynamiques observées entre les zones SIRENA, MoMAR et SA.

La comparaison des courbes de bathymétrie, gravimétrie et sismicité révèle : -d'une part une limite concordante pour l'influence du point chaud sur la sismicité au nord des Açores à celle définie auparavant par Goslin et al. (2012) -d'autre part une limite sud à $\sim 35°40'$N, différente de celle suggérée par Simao (2009). Ces limites sont contraires à la symétrie nord/sud de l'influence du point chaud des Açores, jusqu'alors décrite comme plus étendue au sud (Fig. 5.22, lignes pointillées de couleur). Cela soulève donc de nombreuses questions sur la dynamique au nord et au sud des Açores, notamment sur une interaction différente entre l'axe de la dorsale, la remontée du flux asthénosphérique et le panache mantellique des Açorees.

Il faut également noter la différence de morphologie entre les segments au nord et au sud des Açores compris dans les limites d'influence du point chaud. Au nord, les segments du supersegment Açores-Kurchatov sont relativement plus longs que ceux du supersegment Açores-Oceanographer ce qui reflète des segments plus nourris magmatiquement. Cette zone nord concorde également avec les valeurs les plus négatives de MBA de la DMA Nord. De plus, le supersegment nord présente une obliquité quasi orthogonale contrairement au supersegment sud de forte obliquité, ce qui favorise le développement de longs segments et diminue la segmentation magmatique. Ainsi, la dominance des processus magmatiques observés au nord

pourrait être lié : -uniquement à une plus forte influence du point chaud -uniquement aux différences d'obliquité des supersegments -à la combinaison de ces deux paramètres.

Le fort taux de sismicité hydroacoustique obtenu pour les segments MoMAR peut-il être relié à une certaine influence du point chaud ? Cette idée peut paraître contradictoire puisque le taux de sismicité augmente en s'éloignant du point chaud, reflétant l'influence de ce dernier sur le régime thermique de la lithosphère. Toutefois on pourrait spéculer sur une alimentation magmatique plus forte dans la zone MoMAR que dans la zone SA, qui engendrerait plus de séismes d'origine magmatique, contribuant ainsi à l'augmentation de la sismicité de fond. Cette hypothèse est valable si le régime thermique de la zone MoMAR n'est pas aussi chaud que celui au nord des Açores, et aurait donc un comportement moins "asismique", permettant de détecter tous ces séismes de faible magnitude.

Ainsi, on pourrait imaginer que la différence du taux de sismicité relevée entre les segments MoMAR/SA associés à un mode d'accrétion symetrique provient (Fig. 5.22) : -d'une interaction entre la forte obliquité générale de l'axe des supersegments de la zone MoMAR et un fort apport magmatique lié au point chaud -ou bien uniquement de la forte obliquité observée -ou bien d'un apport magmatique plus soutenu dans la zone MoMAR que la SA. Cependant, la zone SA comporte un nombre plus important de segments définis comme chaud que la zone MoMAR. Les deux premières suppositions restent à approfondir.

La compréhension des intéractions entre le point chaud des Açores et l'axe de la DMA Nord sont complexes et nécessite l'intégration d'autres paramètres tels que la tomographie.

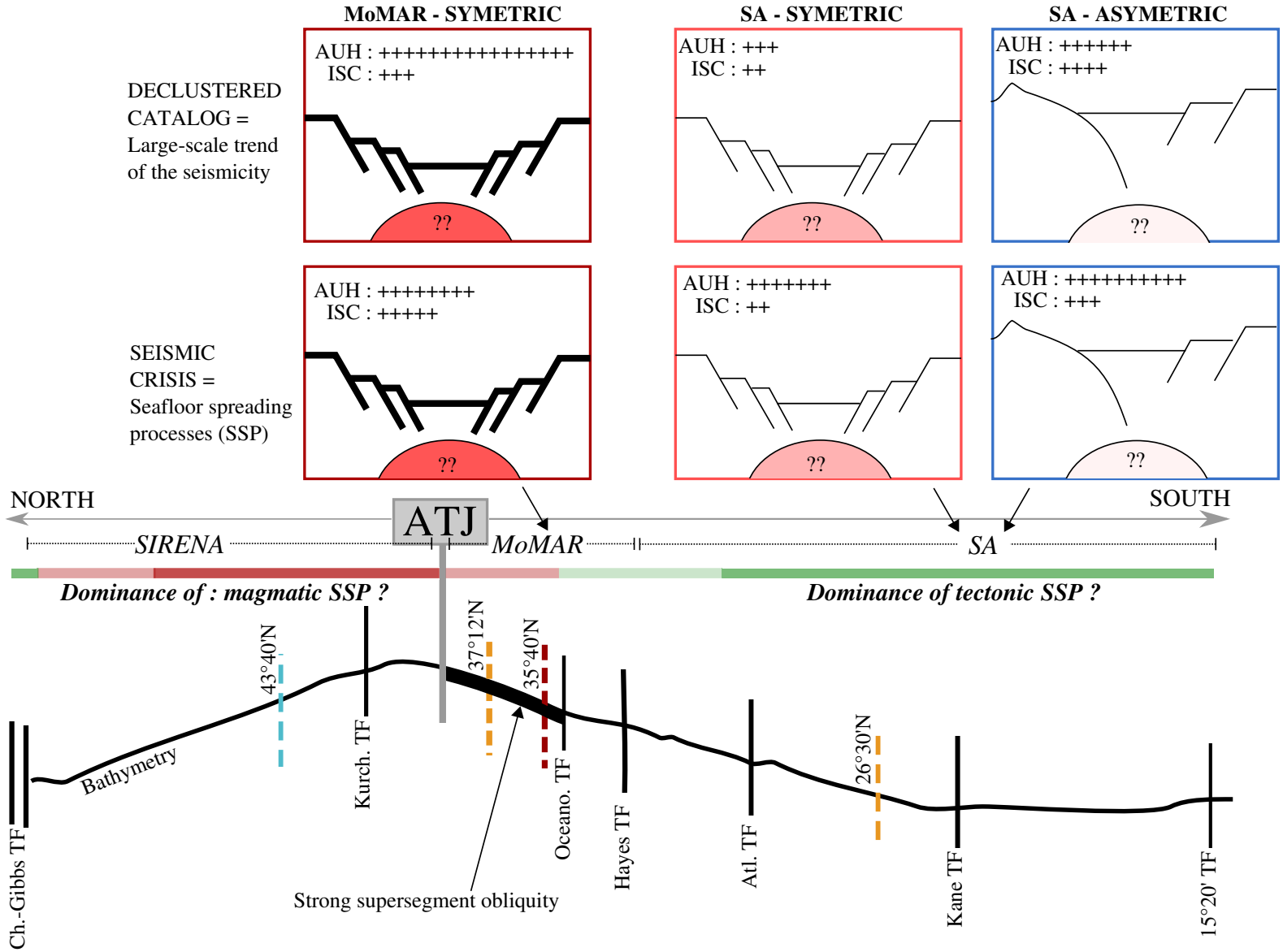

MoMAR - SYMETRIC
SA - SYMETRIC
SA - ASYMETRIC
DECLUSTERED CATALOG = Large-scale trend of the seismicity
SEISMIC CRISIS = Seafloor spreading processes (SSP)
AUH : ++++++++++++++++
ISC : +++
AUH : +++
ISC : ++
AUH : ++++++
ISC : ++++
AUH : ++++++++
ISC : +++++
AUH : +++++++
ISC : ++
AUH : ++++++++++
ISC : +++
??
NORTH
SOUTH
ATJ
SIRENA
MoMAR
SA
Dominance of : magmatic SSP ?
Dominance of tectonic SSP ?
43°40'N
37°12'N
35°40'N
26°30'N
Bathymetry
Kurch. TF
Oceano. TF
Hayes TF
Atl. TF
Kane TF
15°20' TF
Ch.-Gibbs TF
Strong supersegment obliquity

FIGURE 5.22 – Schéma récapitulatif de la dynamique le long de l'axe de la DMA Nord entre 15°N-55°N. (Haut) L'activité sismique des 3 groupes de segments (MoMAR symétrique, SA symétrique et SA asymétrique) est schématisée selon : -le régime de sismique de fond, -les événements liés aux crises sismiques. Le symbole + réfère au taux de sismicité obtenue pour chacun de ces groupes et de ces catalogues (hydroacoustique, télésismique). Les dégradés de rouge de l'apport magmatique suggèrent : influence du point chaud sur l'apport magmatique et fort apport de magma caractérisé par son mode d'accrétion symétrique (rouge foncé) ; fort apport de magma caractérisé par son mode d'accrétion symétrique (rouge moyen) ; faible apport de magma caractérisé par son mode d'accrétion asymétrique (rouge clair). (Bas) L'étude grande échelle de la sismicité permet de proposer des processus d'accrétion dominant d'après les séquences sismiques, SSP (*Seafloor Spreading Process*) : magmatique (rouge), tectonique (vert) / confirmé (foncé), suggéré (clair). Les différentes limites d'influence du point chaud des Açores sont indiquées : au nord avec Goslin et al. (2012) à 43°40′N (ligne pointillée bleue), au sud avec notre suggestion à 35°40′N (ligne pointillée rouge) ; Detrick et al. (1995); Parson et al. (2000); Escartin et al. (2001) à 37°12′N et Thibaud et al. (1998) à 26°30′N (ligne pointillée orange).
Summary scheme of the dynamic along the northern DMA between 15°N-55°N. (Top) The seismic activity of the 3 groups of segment (symetric MoMAR, symetric SA, asymetric SA) is schematised according to : -the background seismicity, -the events related to the seismic crisis. The symbol + refers to the seismicity rate obtained for each group and catalogues (hydroacoustic, teleseismic). The red gradient of the magma supply suggests : hotspot influence on melt supply and strong melt supply according to the symetric mode of accretion (dark red) ; strong melt supply according to the symetric mode of accretion (middle red) ; low melt supply according to the symetric mode of accretion (light red). (Bottom) The large scale study of the seismicity could suggest dominant seafloor spreading processes (SPP) according to the seismic clusters : magmatic (red), tectonic (green) / confirmed (dark), suggested (light). The different limits of the Azores hotspot are indicated : northern with Goslin et al. (2012) at 43°40′N (dashed blue line), southern with our suggestion at 35°40′N (dashed red line) ; Detrick et al. (1995); Parson et al. (2000); Escartin et al. (2001) at 37°12′N and Thibaud et al. (1998) at 26°30′N (orange dashed line).

Perspectives

Afin de poursuivre l'analyse de la sismicité et des processus d'accrétion le long de la DMA Nord, on pourrait envisager de nombreuses études supplémentaires. Pour aller plus loin :

1- Dans la compréhension des processus d'accrétion au sud des Açores, on pourrait prendre en compte :

* L'ajout de données hydroacoustiques supplémentaires avec les catalogues des campagnes HYDROMOMAR 2014-2016, 2016-2018 et 2018-2020. Ces données permettraient entre autres de mieux définir les processus d'accrétion dominant de la zone MoMAR. L'activité sismique au niveau des segment Lucky Strike, North FAMOUS et FAMOUS est également à surveiller.

* L'analyse des séquences non-étudiées de la zone SA permettrait de mieux définir les processus d'accrétion de moindre ampleur générés dans cette section de la DMA. Ces séquences, que l'on suppose majoritairement tectoniques, (cf. annexe C2), sont-elles liées à une rupture le long d'une faille normale ou de détachement ? Les quelques séquences probablement d'origine magmatique sont-elles localisées en centre de segment et corrélées à des zones de MBA négatives ?

* Une extension du domaine d'observation temporel, en l'occurrence pour obtenir des catalogues de sismicité hydroacoustique plus robustes dans d'autres zones que MoMAR. Cela permettrait d'améliorer la comparaison des données issues de différents réseaux d'hydrophones. La zone SIRENA ne comporte qu'$\sim$1.3 ans de données ; or nous avons vu l'importance d'un grand jeu de données pour refléter au mieux le comportement d'une section de dorsale.

2- Dans l'analyse de la zone SIRENA qui n'a pas été analysée au même niveau que les zones MoMAR et SA, il manque :

* Le calcul du taux de sismicité par segment n'a pas été réalisé. Comme évoqué précédemment, l'extension de données hydroacoustiques sur plusieurs années permettrait d'améliorer la comparaison de cette zone avec les zones au sud des Açores.

* L'étude de la bathymétrie des segments au nord des Açores pour définir un mode d'accrétion et mettre ainsi en relation le taux de sismicité et processus d'accrétion observé.

3- Dans l'approfondissement des interactions du point chaud des Açores avec l'axe nord et sud de la DMA, il faudrait répondre à :

* Comment peut-on interpréter l'asymétrie nord/sud des Açores décrite : -d'une part comme plus étendue au sud au vu du gradient des courbes de la bathymétrie et de la MBA mais également de la signature géochimique ; -et d'autre part, comme plus éten-

due au nord au vu du gradient dans la courbe de la sismicité ?

* Comment a évolué l'influence du point chaud sur l'axe des Açores ? L'influence du point chaud est-elle actuellement plus restreinte au sud qu'au nord, comme observé par la distribution de la sismicité ? Le régime thermique de la lithosphère est-il plus chaud au nord des Açores et moins marquée au sud, permettant la génération d'une forte sismicité de fond d'origine magmatique dans la zone MoMAR ?

* Existe-t-il une connexion entre l'état thermique des segments et leur distance au point chaud ? Le fonctionnement individuel des segments ne semble pas être directement corrélé à la distance au point chaud. Les segments de type chaud, intermédiaire et froid sont répartis le long de la DMA Nord. Mais comment expliquer cette différence de sismicité rélevée entre les segments symétriques de la zone MoMAR et ceux de la zone SA ?

4- Dans l'étude des processus d'accrétion, il faudrait recourir à des données bathymétriques (en plus des données sismiques) :

* La localisation de crises sismiques dans des zones où la couverture bathymétrique est limitée (mauvaise résolution), rend difficile l'interprétation de ces crises. Une meilleure couverture bathymétrique serait donc souhaitable dans certaines zones, notamment au niveau du segment HA5 où deux crises d'envergure ont eu lieu en seulement un an d'intervalle. La zone de relais au sud du segment HA1 mériterait également une étude plus approfondie au vu du nombre de séquences localisées dans cette zone.

De nombreuses questions restent encore à éclaircir, nécessitant l'apport de nouvelles données de sismicité, mais également de bathymétrie. L'intégration de paramètres de différentes nature est essentiel à la compréhension des processus d'accrétion actifs le long de la DMA Nord.

Bibliographie

Abercrombie, R. E. and Ekström, G. (2001). Earthquake slip on oceanic transform faults. *Nature*, 410(6824) :74.

Aderhold, K. and Abercrombie, R. E. (2016). The 2015 mw 7.1 earthquake on the charlie-gibbs transform fault : Repeating earthquakes and multimodal slip on a slow oceanic transform. *Geophysical Research Letters*, 43(12) :6119–6128.

Ahmed, A., Doubre, C., Leroy, S., Kassim, M., Keir, D., Abayazid, A., Julie, P., Laurence, A., Vergne, J., Alexandre, N., et al. (2016). Seafloor spreading event in western gulf of aden during the november 2010–march 2011 period captured by regional seismic networks : Evidence for diking events and interactions with a nascent transform zone. *Geophysical Journal International*, 205(2) :1244–1266.

Allerton, S., Escartín, J., and Searle, R. C. (2000). Extremely asymmetric magmatic accretion of oceanic crust at the ends of slow-spreading ridge segments. *Geology*, 28(2) :179–182.

Baer, G., Hamiel, Y., Shamir, G., and Nof, R. (2008). Evolution of a magma-driven earthquake swarm and triggering of the nearby oldoinyo lengai eruption, as resolved by insar, ground observations and elastic modeling, east african rift, 2007. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1-2) :339–352.

Balanche, A. (2009). *Conversion sismo-acoustique au passage du fond océanique*. PhD thesis, Université de Bretagne occidentale-Brest.

Balanche, A., Guennou, C., Goslin, J., and Mazoyer, C. (2009). Generation of hydroacoustic signals by oceanic subseafloor earthquakes : A mechanical model. *Geophysical Journal International*, 177(2) :476–480.

Ballard, R. D. and van Andel, T. H. (1977). Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat 36°50′n on the mid-atlantic ridge. *Geological Society of America Bulletin*, 88(4) :507–530.

Barclay, A. H., Toomey, D. R., and Solomon, S. C. (1998). Seismic structure and crustal magmatism at the mid-atlantic ridge, 35° n. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 103(B8) :17827–17844.

Barclay, A. H., Toomey, D. R., and Solomon, S. C. (2001). Microearthquake characteristics and crustal vp/vs structure at the mid-atlantic ridge, 35° n. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 106(B2) :2017–2034.

Behn, M. D., Buck, W. R., and Sacks, I. S. (2006). Topographic controls on dike injection in volcanic rift zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 246(3-4) :188–196.

Behn, M. D. and Ito, G. (2008). Magmatic and tectonic extension at mid-ocean ridges : 1. controls on fault characteristics. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(8).

Belachew, M., Ebinger, C., Coté, D., Keir, D., Rowland, J., Hammond, J. O., and Ayele, A. (2011). Comparison of dike intrusions in an incipient seafloor-spreading segment in afar, ethiopia : Seismicity perspectives. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 116(B6).

Bell, R. and Buck, W. (1992). Crustal control of ridge segmentation inferred from observations of the reykjanes ridge. *Nature*, 357(6379) :583.

Bergman, E. A. and Solomon, S. C. (1990). Earthquake swarms on the mid-atlantic ridge : Products of magmatism or extensional tectonics ? *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 95(B4) :4943–4965.

Bideau, D., Hékinian, R., Sichler, B., Gracia, E., Bollinger, C., Constantin, M., and Guivel, C. (1998). Contrasting volcanic-tectonic processes during the past 2 ma on the mid-atlantic ridge : submersible mapping, petrological and magnetic results at lat. 34°52′n and 33°55′n. *Marine Geophysical Researches*, 20(5) :425–458.

Björnsson, A. (1985). Dynamics of crustal rifting in ne iceland. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 90(B12) :10151–10162.

Blackman, D. K., Nishimura, C. E., and Orcutt, J. A. (2000). Seismoacoustic recordings of a spreading episode on the mohns ridge. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 105(B5) :10961–10973.

Bohnenstiehl, D. and Dziak, R. P. (2009). Mid-ocean ridge seismicity. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, page 15.

Bohnenstiehl, D., Tolstoy, M., Dziak, R., Fox, C., and Smith, D. (2002). Aftershock sequences in the mid-ocean ridge environment : An analysis using hydroacoustic data. *Tectonophysics*, 354(1-2) :49–70.

Bohnenstiehl, D. R., Dziak, R. P., Tolstoy, M., Fox, C. G., and Fowler, M. (2004). Temporal and spatial history of the 1999–2000 endeavour segment seismic series, juan de fuca ridge. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(9).

Bohnenstiehl, D. R. and Tolstoy, M. (2003). Comparison of teleseismically and hydroacoustically derived earthquake locations along the north-central mid-atlantic ridge and equatorial east pacific rise. *Seismological Research Letters*, 74(6) :791–802.

Bohnenstiehl, D. R., Tolstoy, M., Smith, D. K., Fox, C. G., and Dziak, R. P. (2003). Time-clustering behavior of spreading-center seismicity between 15 and 35 n on the mid-atlantic ridge : Observations from hydroacoustic monitoring. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 138(2) :147–161.

Bonatti, E. (1990). Not so hot" hot spots" in the oceanic mantle. *Science*, 250(4977) :107–111.

Brandsdóttir, B. and Einarsson, P. (1979). Seismic activity associated with the september 1977 deflation of the krafla central volcano in northeastern iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6(3-4) :197–212.

Briais, A., Aslanian, D., Géli, L., and Ondréas, H. (2002). Analysis of propagators along the pacific–antarctic ridge : Evidence for triggering by kinematic changes. *Earth and Planetary Science Letters*, 199(3-4) :415–428.

Buck, W. R., Einarsson, P., and Brandsdóttir, B. (2006). Tectonic stress and magma chamber size as controls on dike propagation : Constraints from the 1975–1984 krafla rifting episode. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 111(B12).

Buck, W. R., Lavier, L. L., and Poliakov, A. N. (2005). Modes of faulting at mid-ocean ridges. *Nature*, 434(7034) :719.

Calais, E., d'Oreye, N., Albaric, J., Deschamps, A., Delvaux, D., Déverchere, J., Ebinger, C., Ferdinand, R. W., Kervyn, F., Macheyeki, A. S., et al. (2008). Strain accommodation by slow slip and dyking in a youthful continental rift, east africa. *Nature*, 456(7223) :783.

Canales, J. P., Detrick, R. S., Lin, J., Collins, J. A., and Toomey, D. R. (2000). Crustal and upper mantle seismic structure beneath the rift mountains and across a nontransform offset at the mid-atlantic ridge (35° n). *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 105(B2) :2699–2719.

Canales, J. P., Dunn, R. A., Arai, R., and Sohn, R. A. (2017). Seismic imaging of magma sills beneath an ultramafic-hosted hydrothermal system. *Geology*, 45(5) :451–454.

Canales, J. P., Singh, S. C., Detrick, R. S., Carbotte, S. M., Harding, A., Kent, G. M., Diebold, J. B., Babcock, J., and Nedimović, M. R. (2006). Seismic evidence for variations in axial magma chamber properties along the southern juan de fuca ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 246(3) :353–366.

Cann, J., Blackman, D., Smith, D., McAllister, E., Janssen, B., Mello, S., Avgerinos, E., Pascoe, A., and Escartin, J. (1997). Corrugated slip surfaces formed at ridge–transform intersections on the mid-atlantic ridge. *Nature*, 385(6614) :329.

Cann, J. R., Smith, D. K., Escartin, J., and Schouten, H. (2015). Tectonic evolution of 200 km of mid-atlantic ridge over 10 million years : Interplay of volcanism and faulting. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(7) :2303–2321.

Cannat, M. (1993). Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid-ocean ridges. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 98(B3) :4163–4172.

Cannat, M. (1996). How thick is the magmatic crust at slow spreading oceanic ridges ? *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 101(B2) :2847–2857.

Cannat, M., Briais, A., Deplus, C., Escartın, J., Georgen, J., Lin, J., Mercouriev, S., Meyzen, C., Muller, M., Pouliquen, G., et al. (1999a). Mid-atlantic ridge–azores hotspot interactions : along-axis migration of a hotspot-derived event of enhanced magmatism 10 to 4 ma ago. *Earth and Planetary Science Letters*, 173(3) :257–269.

Cannat, M., Mevel, C., Maia, M., Deplus, C., Durand, C., Gente, P., Agrinier, P., Belarouchi, A., Dubuisson, G., Humler, E., et al. (1995). Thin crust, ultramafic exposures, and rugged faulting patterns at the mid-atlantic ridge (22–24 n). *Geology*, 23(1) :49–52.

Cannat, M., Rommevaux-Jestin, C., Sauter, D., Deplus, C., and Mendel, V. (1999b). Formation of the axial relief at the very slow spreading southwest indian ridge (49 to 69 e). *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 104(B10) :22825–22843.

Cannat, M., Sauter, D., Bezos, A., Meyzen, C., Humler, E., and Le Rigoleur, M. (2008). Spreading rate, spreading obliquity, and melt supply at the ultraslow spreading southwest indian ridge. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4).

Carbotte, S. M., Smith, D. K., Cannat, M., and Klein, E. M. (2015). Tectonic and magmatic segmentation of the global ocean ridge system : A synthesis of observations. *Geological Society, London, Special Publications*, 420 :SP420–5.

Chapman, M. E. (1979). Techniques for interpretation of geoid anomalies. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 84(B8) :3793–3801.

Chapman, N. and Marrett, R. (2006). The directionality of acoustic t-phase signals from small magnitude submarine earthquakes. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 119(6) :3669–3675.

Coates, R. F. W. (2001). *The Advanced Sonar Course : Further Topics in Underwater Acoustics*. Seiche.Com Limited.

Crane, K. and Ballard, R. D. (1981). Volcanics and structure of the famous narrowgate rift : evidence for cyclic evolution : Amar 1. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 86(B6) :5112–5124.

Crawford, W. C., Rai, A., Singh, S. C., Cannat, M., Escartin, J., Wang, H., Daniel, R., and Combier, V. (2013). Hydrothermal seismicity beneath the summit of lucky strike volcano, mid-atlantic ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 373 :118–128.

Cristini, P. and Komatitsch, D. (2012). Some illustrative examples of the use of a spectral-element method in ocean acoustics. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 131(3) :EL229–EL235.

Dannowski, A., Morgan, J. P., Grevemeyer, I., and Ranero, C. R. (2018). Enhanced mantle upwelling/melting caused segment propagation, oceanic core complex die off, and the death of a transform fault : The mid-atlantic ridge at 21.5° n. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 123(2) :941–956.

Das, R., Wason, H., and Sharma, M. (2011). Global regression relations for conversion of surface wave and body wave magnitudes to moment magnitude. *Natural hazards*, 59(2) :801–810.

Davis, E., Becker, K., Dziak, R., Cassidy, J., Wang, K., and Lilley, M. (2004). Hydrological response to a seafloor spreading episode on the juan de fuca ridge. *Nature*, 430(6997) :335.

Davis, S. D. and Frohlich, C. (1991). Single-link cluster analysis, synthetic earthquake catalogues, and aftershock identification. *Geophysical Journal International*, 104(2) :289–306.

de Groot-Hedlin, C. D. and Orcutt, J. A. (1999). Synthesis of earthquake-generated t-waves. *Geophysical Research Letters*, 26(9) :1227–1230.

de Groot-Hedlin, C. D. and Orcutt, J. A. (2001). Excitation of t-phases by seafloor scattering. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 109(5) :1944–1954.

DeMets, C., Gordon, R. G., and Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1) :1–80.

Detrick, R., Buhl, P., Vera, E., Mutter, J., Orcutt, J., Madsen, J., and Brocher, T. (1987). Multichannel seismic imaging of a crustal magma chamber along the east pacific rise. *Nature*, 326(6108) :35.

Detrick, R. S., Mutter, J. C., Buhl, P., and Kim, I. I. (1990). No evidence from multichannel reflection data for a crustal magma chamber in the mark area on the mid-atlantic ridge. *Nature*, 347(6288) :61.

Detrick, R. S., Needham, H., and Renard, V. (1995). Gravity anomalies and crustal thickness variations along the mid-atlantic ridge between 33° n and 40° n. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 100(B3) :3767–3787.

D'Eu, J.-F., Royer, J.-Y., and Perrot, J. (2012). Long-term autonomous hydrophones for large-scale hydroacoustic monitoring of the oceans. In *OCEANS, 2012-Yeosu*, pages 1–6. IEEE.

Di Iorio, L. and Clark, C. W. (2010). Exposure to seismic survey alters blue whale acoustic communication. *Biology letters*, 6(1) :51–54.

Dosso, L., Bougault, H., and Joron, J.-L. (1993). Geochemical morphology of the north mid-atlantic ridge, 10–24 n : Trace element-isotope complementarity. *Earth and Planetary Science Letters*, 120(3-4) :443–462.

Dosso, L., Bougault, H., Langmuir, C., Bollinger, C., Bonnier, O., and Etoubleau, J. (1999). The age and distribution of mantle heterogeneity along the mid-atlantic ridge (31–41 n). *Earth and Planetary Science Letters*, 170(3) :269–286.

Dunn, R. A., Arai, R., Eason, D. E., Canales, J. P., and Sohn, R. A. (2017). Three-dimensional seismic structure of the mid-atlantic ridge : An investigation of tectonic, magmatic, and hydrothermal processes in the rainbow area. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 122(12) :9580–9602.

Dunn, R. A., Lekić, V., Detrick, R. S., and Toomey, D. R. (2005). Three-dimensional seismic structure of the mid-atlantic ridge (35 n) : Evidence for focused melt supply and lower crustal dike injection. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 110(B9).

Dusunur, D., Escartín, J., Combier, V., Seher, T., Crawford, W., Cannat, M., Singh, S., Matias, L., and Miranda, J. (2009). Seismological constraints on the thermal structure along the lucky strike segment (mid-atlantic ridge) and interaction of tectonic and magmatic processes around the magma chamber. *Marine Geophysical Researches*, 30(2) :105–120.

Dyment, J., Szitkar, F., and Levaillant, D. (2018). Ridge propagation, oceanic core complexes, and ultramafic-hosted hydrothermalism at rainbow (mar 36° n) : Insights from a multi-scale magnetic exploration. *Earth and Planetary Science Letters*, 502 :23–31.

Dziak, R., Bohnenstiehl, D., Cowen, J., Baker, E., Rubin, K., Haxel, J., and Fowler, M. (2007). Rapid dike emplacement leads to eruptions and hydrothermal plume release during seafloor spreading events. *Geology*, 35(7) :579–582.

Dziak, R., Bohnenstiehl, D., Matsumoto, H., Fox, C., Smith, D., Tolstoy, M., Lau, T., Haxel, J., and Fowler, M. (2004a). P-and t-wave detection thresholds, pn velocity estimate, and detection of lower mantle and core p-waves on ocean sound-channel hydrophones at the mid-atlantic ridge. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(2) :665–677.

Dziak, R. P. (2001). Empirical relationship of t-wave energy and fault parameters of northeast pacific ocean earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 28(13) :2537–2540.

Dziak, R. P. and Fox, C. G. (1999). The january 1998 earthquake swarm at axial volcano, juan de fuca ridge : Hydroacoustic evidence of seafloor volcanic activity. *Geophysical Research Letters*, 26(23) :3429–3432.

Dziak, R. P., Fox, C. G., and Schreiner, A. E. (1995). The june-july 1993 seismo-acoustic event at coaxial segment, juan de fuca ridge : Evidence for a lateral dike injection. *Geophysical Research Letters*, 22(2) :135–138.

Dziak, R. P., Hammond, S. R., and Fox, C. G. (2011). A 20-year hydroacoustic time series of seismic and volcanic events in the northeast pacific ocean. *Oceanography*, 24(3) :280–293.

Dziak, R. P., Haxel, J. H., Matsumoto, H., Lau, T.-K., Heimlich, S., Nieukirk, S., Mellinger, D. K., Osse, J., Meinig, C., Delich, N., et al. (2017). Ambient sound at challenger deep, mariana trench. *Oceanography*, 30(2) :186–197.

Dziak, R. P., Smith, D. K., Bohnenstiehl, D. R., Fox, C. G., Desbruyeres, D., Matsumoto, H., Tolstoy, M., and Fornari, D. J. (2004b). Evidence of a recent magma dike intrusion at the slow spreading lucky strike segment, mid-atlantic ridge. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 109(B12).

Eason, D. E., Dunn, R. A., Pablo Canales, J., and Sohn, R. A. (2016). Segment-scale variations in seafloor volcanic and tectonic processes from multibeam sonar imaging, mid-atlantic ridge rainbow region (35° 45′–36° 35′n). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(9) :3560–3579.

Einarsson, P. and Brandsdóttir, B. (1978). Seismological evidence for lateral magma intrusion during the july 1978 deflation of the krafla volcano in ne-iceland. Technical report, University of Iceland, Reykjavik, IS.

Ekström, G., Nettles, M., and Dziewoński, A. (2012). The global cmt project 2004–2010 : Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200 :1–9.

Escartín, J. and Canales, J. (2011). Detachments in oceanic lithosphere : Deformation, magmatism, fluid flow, and ecosystems. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 92(4) :31–31.

Escartin, J., Cannat, M., Pouliquen, G., Rabain, A., and Lin, J. (2001). Crustal thickness of v-shaped ridges south of the azores : Interaction of the mid-atlantic ridge (36°–39° n) and the azores hot spot. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 106(B10) :21719–21735.

Escartin, J., Cowie, P., Searle, R., Allerton, S., Mitchell, N., MacLeod, C., and Slootweg, A. (1999). Quantifying tectonic strain and magmatic accretion at a slow spreading ridge segment, mid-atlantic ridge, 29° n. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 104(B5) :10421–10437.

Escartín, J. and Lin, J. (1995). Ridge offsets, normal faulting, and gravity anomalies of slow spreading ridges. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 100(B4) :6163–6177.

Escartın, J. and Lin, J. (1998). Tectonic modification of axial crustal structure : Evidence from spectral analyses of residual gravity and bathymetry of the mid-atlantic ridge flanks. *Earth and planetary science letters*, 154(1-4) :279–293.

Escartín, J., Mevel, C., Petersen, S., Bonnemains, D., Cannat, M., Andreani, M., Augustin, N., Bezos, A., Chavagnac, V., Choi, Y., et al. (2017). Tectonic structure, evolution, and the nature of oceanic core complexes and their detachment fault zones (13° 20′n and 13° 30′n, mid atlantic ridge). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(4) :1451–1482.

Escartín, J., Smith, D. K., Cann, J., Schouten, H., Langmuir, C. H., and Escrig, S. (2008). Central role of detachment faults in accretion of slow-spreading oceanic lithosphere. *Nature*, 455(7214) :790.

Ewing, M., Woollard, G. P., Vine, A., and Worzel, J. (1946). Recent results in submarine geophysics. *Geological Society of America Bulletin*, 57(10) :909–934.

Fox, C., Cowen, J., Dziak, R., Baker, E., Embley, R., Chadwick, W., Lupton, J., Resing, J., and Hammond, S. (2001a). Detection and response to a seafloor spreading episode on the central gorda ridge, april 2001. In *AGU Fall Meeting Abstracts*.

Fox, C. G. and Dziak, R. P. (1998). Hydroacoustic detection of volcanic activity on the gorda ridge, february–march 1996. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 45(12) :2513–2530.

Fox, C. G., Matsumoto, H., and Lau, T.-K. A. (2001b). Monitoring pacific ocean seismicity from an autonomous hydrophone array. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 106(B3) :4183–4206.

Fox, C. G., Radford, W. E., Dziak, R. P., Lau, T.-K., Matsumoto, H., and Schreiner, A. E. (1995). Acoustic detection of a seafloor spreading episode on the juan de fuca ridge using military hydrophone arrays. *Geophysical Research Letters*, 22(2) :131–134.

Francis, T. (1968). The detailed seismicity of mid-oceanic ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, 4(1) :39–46.

Frohlich, C. and Davis, S. D. (1990). Single-link cluster analysis as a method to evaluate spatial and temporal properties of earthquake catalogues. *Geophysical Journal International*, 100(1) :19–32.

Frohlich, C. and Davis, S. D. (1993). Teleseismic b values ; or, much ado about 1.0. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 98(B1) :631–644.

Gac, S., Dyment, J., Tisseau, C., and Goslin, J. (2003). Axial magnetic anomalies over slow-spreading ridge segments : insights from numerical 3-d thermal and physical modelling. *Geophysical Journal International*, 154(3) :618–632.

Gac, S., Tisseau, C., Dyment, J., and Goslin, J. (2006). Modelling the thermal evolution of slow-spreading ridge segments and their off-axis geophysical signature. *Geophysical Journal International*, 164(2) :341–358.

Gaherty, J. B. and Dunn, R. A. (2007). Evaluating hot spot–ridge interaction in the atlantic from regional-scale seismic observations. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(5).

Gale, A., Escrig, S., Gier, E. J., Langmuir, C. H., and Goldstein, S. L. (2011). Enriched basalts at segment centers : The lucky strike (37°17′n) and menez gwen (37°50′n) segments of the mid-atlantic ridge. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(6).

Gale, A., Laubier, M., Escrig, S., and Langmuir, C. H. (2013). Constraints on melting processes and plume-ridge interaction from comprehensive study of the famous and north famous segments, mid-atlantic ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 365 :209–220.

Gente, P. (1987). *Etude morphostructurale comparative de dorsales océaniques à taux d'expansion variés : schéma d'évolution morphologique de l'axe des dorsales : liaison avec l'hydrothermalisme*. PhD thesis, Brest.

Gente, P., Dyment, J., Maia, M., and Goslin, J. (2003). Interaction between the mid-atlantic ridge and the azores hot spot during the last 85 myr : Emplacement and rifting of the hot spot-derived plateaus. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(10).

Gente, P., Pockalny, R. A., Durand, C., Deplus, C., Maia, M., Ceuleneer, G., Mével, C., Cannat, M., and Laverne, C. (1995). Characteristics and evolution of the segmentation of the mid-atlantic ridge between 20 n and 24 n during the last 10 million years. *Earth and Planetary Science Letters*, 129(1-4) :55–71.

Giusti, M., Perrot, J., Dziak, R. P., Sukhovich, A., and Maia, M. (2018). The august 2010 earthquake swarm at north famous-famous segments, mid-atlantic ridge : Geophysical evidence of dike intrusion. *Geophysical Journal International*.

Goslin, J. (1999). Extent of azores plume influence on the mid-atlantic ridge north of the hotspot. *Geology*, 27(11) :991–994.

Goslin, J. (2002). *SIRENA cruise,RV Le Suroît*. http ://dx.doi.org/10.17600/2020040.

Goslin, J. (2006). *MARCHE 1 LEG 1 cruise, RV Le Suroît*. http ://dx.doi.org/10.17600/6020020.

Goslin, J. (2007). *MARCHE 2 cruise, RV Le Suroît*. http ://dx.doi.org/10.17600/7020070.

Goslin, J., Lourenço, N., Dziak, R. P., Bohnenstiehl, D. R., Haxel, J., and Luis, J. (2005). Long-term seismicity of the reykjanes ridge (north atlantic) recorded by a regional hydrophone array. *Geophysical Journal International*, 162(2) :516–524.

Goslin, J., Perrot, J., Royer, J.-Y., Martin, C., Lourenço, N., Luis, J., Dziak, R., Matsumoto, H., Haxel, J., Fowler, M., et al. (2012). Spatiotemporal distribution of the seismicity along the mid-atlantic ridge north of the azores from hydroacoustic data : Insights into seismogenic processes in a ridge–hot spot context. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(2).

Goslin, J., Thirot, J.-L., Noël, O., and Francheteau, J. (1998). Slow-ridge/hotspot interactions from global gravity, seismic tomography and 87sr/86sr isotope data. *Geophysical Journal International*, 135(2) :700–710.

Gràcia, E., Bideau, D., Hekinian, R., and Lagabrielle, Y. (1999). Detailed geological mapping of two contrasting second-order segments of the mid-atlantic ridge between oceanographer and hayes fracture zones (33° 30′n-35° n). *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 104(B10) :22903–22921.

Gràcia, E., Bideau, D., Hekinian, R., Lagabrielle, Y., and Parson, L. M. (1997). Along-axis magmatic oscillations and exposure of ultramafic rocks in a second-order segment of the mid-atlantic ridge (33° 43′n to 34° 07′n). *Geology*, 25(12) :1059–1062.

Gràcia, E., Charlou, J. L., Radford-Knoery, J., and Parson, L. M. (2000). Non-transform offsets along the mid-atlantic ridge south of the azores (38 °n–34° n) : ultramafic exposures and hosting of hydrothermal vents. *Earth and Planetary Science Letters*, 177(1-2) :89–103.

Grandin, R., Jacques, E., Nercessian, A., Ayele, A., Doubre, C., Socquet, A., Keir, D., Kassim, M., Lemarchand, A., and King, G. (2011). Seismicity during lateral dike propagation : Insights from new data in the recent manda hararo–dabbahu rifting episode (afar, ethiopia). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(4).

Grindlay, N., Fox, P., and Macdonald, K. (1991). Second-order ridge axis discontinuities in the south atlantic : Morphology, structure, and evolution. *Marine Geophysical Researches*, 13(1) :21–49.

Grindlay, N. R., Madsen, J. A., Rommevaux-Jestin, C., and Sclater, J. (1998). A different pattern of ridge segmentation and mantle bouguer gravity anomalies along the ultra-slow spreading southwest indian ridge (15°30′e to 25°e). *Earth and Planetary Science Letters*, 161(1-4) :243–253.

Gutenberg, B. and Richter, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in california. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34(4) :185–188.

Haver, S. M., Klinck, H., Nieukirk, S. L., Matsumoto, H., Dziak, R. P., and Miksis-Olds, J. L. (2017). The not-so-silent world : Measuring arctic, equatorial, and antarctic soundscapes in the atlantic ocean. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 122 :95–104.

Haxel, J. and Dziak, R. (2005). Evidence of explosive seafloor volcanic activity from the walvis ridge, south atlantic ocean. *Geophysical Research Letters*, 32(13).

Heirtzler, J. and Van Andel, T. H. (1977). Project famous : Its origin, programs, and setting. *Geological Society of America Bulletin*, 88(4) :481–487.

Hey, R. (1977). A new class of "pseudofaults" and their bearing on plate tectonics : A propagating rift model. *Earth and Planetary Science Letters*, 37(2) :321–325.

Hooft, E., Detrick, R., Toomey, D., Collins, J., and Lin, J. (2000). Crustal thickness and structure along three contrasting spreading segments of the mid-atlantic ridge, 33.5–35 n. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 105(B4) :8205–8226.

International Seismological Centre (2016). *On-line Bulletin*. Internatl. Seismol. Cent., Thatcham, United Kingdom. http ://www.isc.ac.uk.

Isacks, B., Oliver, J., and Sykes, L. R. (1968). Seismology and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 73(18) :5855–5899.

Ito, G. and Lin, J. (1995). Oceanic spreading center–hotspot interactions : constraints from along-isochron bathymetric and gravity anomalies. *Geology*, 23(7) :657–660.

Jaggar, T. (1930). How the seismograph works. *The Volcano Letter*, 268 :1–4.

Jamet, G. (2014). *Modélisation d'ondes sismo-acoustiques par la méthode des éléments spectraux. Application à un séisme dans l'Atlantique Nord.* PhD thesis, Université de Bretagne Occidentale.

Jamet, G., Guennou, C., Guillon, L., Mazoyer, C., and Royer, J.-Y. (2013). T-wave generation and propagation : A comparison between data and spectral element modeling. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 134(4) :3376–3385.

Jamet, G., Guennou, C., Guillon, L., and Royer, J.-Y. (2012). Very low frequency wave propagation numerical model. In *Proceedings of Meetings on Acoustics ECUA2012*, volume 17, page 070099. ASA.

Jensen, F. B., Kuperman, W. A., Porter, M. B., and Schmidt, H. (2000). *Computational ocean acoustics*. Springer Science & Business Media.

Johnson, G. and Vogt, P. (1973). Mid-atlantic ridge from 47 to 51 north. *Geological Society of America Bulletin*, 84(10) :3443–3462.

Johnson, R. H. and Norris, R. A. (1968a). Geographic variation of sofar speed and axis depth in the pacific ocean. *Journal of Geophysical Research*, 73(14) :4695–4700.

Johnson, R. H. and Norris, R. A. (1968b). T-phase radiators in the western aleutians. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58(1) :1–10.

Johnson, R. H., Northrop, J., and Eppley, R. (1963). Sources of pacific t phases. *Journal of Geophysical Research*, 68(14) :4251–4260.

Julian, B. R., Miller, A. D., and Foulger, G. (1998). Non-double-couple earthquakes 1. theory. *Reviews of Geophysics*, 36(4) :525–549.

Kanamori, H. (1983). Magnitude scale and quantification of earthquakes. *Tectonophysics*, 93(3-4) :185–199.

Kent, G. M., Harding, A. J., Orcutt, J. A., Detrick, R. S., Mutter, J. C., and Buhl, P. (1994). Uniform accretion of oceanic crust south of the garrett transform at $14^{\circ}15^{'}$s on the east pacific rise. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 99(B5) :9097–9116.

Ketten, D. R. (1995). Estimates of blast injury and acoustic trauma zones for marine mammals from underwater explosions. *Sensory systems of aquatic mammals*, pages 391–407.

Klein, F. W., Wright, T., and Nakata, J. (2006). Aftershock decay, productivity, and stress rates in hawaii : Indicators of temperature and stress from magma sources. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 111(B7).

Knopoff, L. and Randall, M. J. (1970). The compensated linear-vector dipole : A possible mechanism for deep earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 75(26) :4957–4963.

Komatitsch, D., Barnes, C., and Tromp, J. (2000). Wave propagation near a fluid-solid interface : A spectral-element approach. *Geophysics*, 65(2) :623–631.

Komatitsch, D. and Vilotte, J.-P. (1998). The spectral element method : an efficient tool to simulate the seismic response of 2d and 3d geological structures. *Bulletin of the seismological society of America*, 88(2) :368–392.

Kong, L. S., Solomon, S. C., and Purdy, G. (1992). Microearthquake characteristics of a mid-ocean ridge along-axis high. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 97(B2) :1659–1685.

Kuo, B.-Y. and Forsyth, D. W. (1988). Gravity anomalies of the ridge-transform system in the south atlantic between 31 and 34.5 s : Upwelling centers and variations in crustal thickness. *Marine Geophysical Researches*, 10(3-4) :205–232.

Läderach, C., Korger, E., Schlindwein, V., Müller, C., and Eskstaller, A. (2012). Characteristics of tectonomagmatic earthquake swarms at the southwest indian ridge between 16° e and 25° e. *Geophysical Journal International*, 190(1) :429–441.

Le Douaran, S. and Francheteau, J. (1981). Axial depth anomalies from 10 to 50° north along the mid-atlantic ridge : correlation with other mantle properties. *Earth and Planetary Science Letters*, 54(1) :29–47.

Lecoulant, J., Guennou, C., Guillon, L., and Royer, J.-Y. (2019). 3-d modeling of the generation and propagation of acoustic t-waves at seafloor spreading ridges.

Leroy, E. (2017). *Surveillance acoustique des baleines bleues Antarctique dans l'océan Indien austral : traitement, analyse et interprétation*. PhD thesis, Université de Bretagne occidentale-Brest.

Leroy, E. C., Samaran, F., Bonnel, J., and Royer, J.-Y. (2016). Seasonal and diel vocalization patterns of antarctic blue whale (balaenoptera musculus intermedia) in the southern indian ocean : A multi-year and multi-site study. *PloS one*, 11(11) :e0163587.

Leroy, E. C., Samaran, F., Bonnel, J., and Royer, J.-Y. (2017). Identification of two potential whale calls in the southern indian ocean, and their geographic and seasonal occurrence. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 142(3) :1413–1427.

Lin, J. and Morgan, J. P. (1992). The spreading rate dependence of three-dimensional mid-ocean ridge gravity structure. *Geophysical Research Letters*, 19(1) :13–16.

Lin, J., Purdy, G., Schouten, H., Sempere, J.-C., and Zervas, C. (1990). Evidence from gravity data for focused magmatic accretion along the mid-atlantic ridge. *Nature*, 344(6267) :627.

Linehan, D. (1940). Earthquakes in the west indian region. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 21(2) :229–232.

Lonsdale, P. (1977). Structural geomorphology of a fast-spreading rise crest : The east pacific rise near $3^{\circ}25^{'}$s. *Marine Geophysical Researches*, 3(3) :251–293.

Luis, J. F., Miranda, J., Galdeano, A., Patriat, P., Rossignol, J., and Victor, L. M. (1994). The azores triple junction evolution since 10 ma from an aeromagnetic survey of the mid-atlantic ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 125(1-4) :439–459.

Macdonald, K. C. (1982). Mid-ocean ridges : Fine scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 10(1) :155–190.

Macdonald, K. C., Fox, P., Perram, L., Eisen, M., Haymon, R., Miller, S., Carbotte, S. M., Cormier, M.-H., and Shor, A. (1988). A new view of the mid-ocean ridge from the behaviour of ridge-axis discontinuities. *Nature*, 335(6187) :217.

MacDonald, K. C. and Luyendyk, B. P. (1977). Deep-tow studies of the structure of the mid-atlantic ridge crest near lat 37 n. *Geological Society of America Bulletin*, 88(5) :621–636.

Macdonald, K. C., Scheirer, D. S., and Carbotte, S. M. (1991). Mid-ocean ridges : Discontinuities, segments and giant cracks. *Science*, 253(5023) :986–994.

MacLeod, C., Searle, R., Murton, B., Casey, J., Mallows, C., Unsworth, S., Achenbach, K., and Harris, M. (2009). Life cycle of oceanic core complexes. *Earth and Planetary Science Letters*, 287(3-4) :333–344.

Madsen, J. A., Forsyth, D. W., and Detrick, R. S. (1984). A new isostatic model for the east pacific rise crest. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 89(B12) :9997–10015.

Magde, L. S., Barclay, A. H., Toomey, D. R., Detrick, R. S., and Collins, J. A. (2000). Crustal magma plumbing within a segment of the mid-atlantic ridge, 35 n. *Earth and Planetary Science Letters*, 175(1-2) :55–67.

Magde, L. S. and Sparks, D. W. (1997). Three-dimensional mantle upwelling, melt generation, and melt migration beneath segment slow spreading ridges. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 102(B9) :20571–20583.

Magde, L. S., Sparks, D. W., and Detrick, R. S. (1997). The relationship between buoyant mantle flow, melt migration, and gravity bull's eyes at the mid-atlantic ridge between 33 n and 35 n. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1-2) :59–67.

Maia, M. and Gente, P. (1998). Three-dimensional gravity and bathymetry analysis of the mid-atlantic ridge between 20 n and 24 n : Flow geometry and temporal evolution of the segmentation. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 103(B1) :951–974.

Maia, M., Goslin, J., and Gente, P. (2007). Evolution of the accretion processes along the mid-atlantic ridge north of the azores since 5.5 ma : An insight into the interactions between the ridge and the plume. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(3).

Mastin, L. G. and Pollard, D. D. (1988). Surface deformation and shallow dike intrusion processes at inyo craters, long valley, california. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 93(B11) :13221–13235.

Maus, S., Barckhausen, U., Berkenbosch, H., Bournas, N., Brozena, J., Childers, V., Dostaler, F., Fairhead, J., Finn, C., Von Frese, R., et al. (2009). Emag2 : A 2–arc min resolution earth magnetic anomaly grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(8).

McDonald, M. A., Hildebrand, J. A., Wiggins, S. M., and Ross, D. (2008). A 50 year comparison of ambient ocean noise near san clemente island : A bathymetrically complex coastal region off southern california. *The journal of the Acoustical Society of America*, 124(4) :1985–1992.

McGuire, J. J., Collins, J. A., Gouédard, P., Roland, E., Lizarralde, D., Boettcher, M. S., Behn, M. D., and Van Der Hilst, R. D. (2012). Variations in earthquake rupture properties along the gofar transform fault, east pacific rise. *Nature Geoscience*, 5(5) :336.

McNutt, S. R. (1996). Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes : a review of the state-of-the-art and case histories. In *Monitoring and mitigation of volcano hazards*, pages 99–146. Springer.

Medwin, H. and Clay, C. S. (1997). *Fundamentals of acoustical oceanography*. Academic press.

Mellinger, D. K. and Clark, C. W. (2003). Blue whale (balaenoptera musculus) sounds from the north atlantic. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 114(2) :1108–1119.

Miranda, J. M., Silva, P., Lourenço, N., Henry, B., Costa, R., et al. (2002). Study of the saldanha massif (mar, $36^{\circ}34^{'}$n) : Constrains from rock magnetic and geophysical data. *Marine Geophysical Researches*, 23(4) :299–318.

Mogi, K. (1967). Regional variations in magnitude-frequency relation of earthquakes. *Bull. Earthq. Res. Inst*, 45 :313–325.

Morgan, J. P. and Forsyth, D. W. (1988). Three-dimensional flow and temperature perturbations due to a transform offset : Effects on oceanic crustal and upper mantle structure. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 93(B4) :2955–2966.

Morgan, J. P. and Parmentier, E. (1985). Causes and rate-limiting mechanisms of ridge propagation : A fracture mechanics model. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 90(B10) :8603–8612.

Müller, C. and Jokat, W. (2000). Seismic evidence for volcanic activity discovered in central arctic. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 81(24) :265–269.

Munk, W. H., Spindel, R. C., Baggeroer, A., and Birdsall, T. G. (1994). The heard island feasibility test. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 96(4) :2330–2342.

Nieukirk, S. L., Mellinger, D. K., Moore, S. E., Klinck, K., Dziak, R. P., and Goslin, J. (2012). Sounds from airguns and fin whales recorded in the mid-atlantic ocean, 1999–2009. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 131(2) :1102–1112.

Niu, Y., Bideau, D., Hékinian, R., and Batiza, R. (2001). Mantle compositional control on the extent of mantle melting, crust production, gravity anomaly, ridge morphology, and ridge segmentation : A case study at the mid-atlantic ridge 33–35 n. *Earth and Planetary Science Letters*, 186(3) :383–399.

Norris, R. A. and Johnson, R. H. (1969). Submarine volcanic eruptions recently located in the pacific by sofar hydrophones. *Journal of Geophysical Research*, 74(2) :650–664.

Nyffenegger, P. and Frohlich, C. (1998). Recommendations for determining p values for aftershock sequences and catalogs. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(5) :1144–1154.

Nyffenegger, P. and Frohlich, C. (2000). Aftershock occurrence rate decay properties for intermediate and deep earthquake sequences. *Geophysical Research Letters*, 27(8) :1215–1218.

Ogata, Y. (1983). Estimation of the parameters in the modified omori formula for aftershock frequencies by the maximum likelihood procedure. *Journal of Physics of the Earth*, 31(2) :115–124.

Okal, E. A. (2008). The generation of t waves by earthquakes. *Advances in Geophysics*, 49 :1–65.

Okino, K., Curewitz, D., Asada, M., Tamaki, K., Vogt, P., and Crane, K. (2002). Preliminary analysis of the knipovich ridge segmentation : influence of focused magmatism and ridge obliquity on an ultraslow spreading system. *Earth and Planetary Science Letters*, 202(2) :275–288.

Olive, J.-A., Behn, M. D., and Tucholke, B. E. (2010). The structure of oceanic core complexes controlled by the depth distribution of magma emplacement. *Nature Geoscience*, 3(7) :491.

Olive, J.-A. and Escartín, J. (2016). Dependence of seismic coupling on normal fault style along the northern mid-atlantic ridge. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(10) :4128–4152.

Omori, F. (1894). *On the after-shocks of earthquakes*, volume 7. The University.

Pan, J. and Dziewonski, A. M. (2005). Comparison of mid-oceanic earthquake epicentral differences of travel time, centroid locations, and those determined by autonomous underwater hydrophone arrays. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 110(B7).

Park, M., Odom, R. I., and Soukup, D. J. (2001). Modal scattering : A key to understanding oceanic t-waves. *Geophysical Research Letters*, 28(17) :3401–3404.

Parker, R. (1973). The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 31(4) :447–455.

Parnell-Turner, R., Escartin, J., Olive, J.-A., Smith, D. K., and Petersen, S. (2018). Genesis of corrugated fault surfaces by strain localization recorded at oceanic detachments. *Earth and Planetary Science Letters*, 498 :116–128.

Parson, L., Gràcia, E., Coller, D., German, C., and Needham, D. (2000). Second-order segmentation ; the relationship between volcanism and tectonism at the mar, 38°n-35°40′n. *Earth and Planetary Science Letters*, 178(3-4) :231–251.

Patera, A. T. (1984). A spectral element method for fluid dynamics : laminar flow in a channel expansion. *Journal of computational Physics*, 54(3) :468–488.

Paulatto, M., Canales, J. P., Dunn, R. A., and Sohn, R. A. (2015). Heterogeneous and asymmetric crustal accretion : New constraints from multibeam bathymetry and potential field data from the rainbow area of the mid-atlantic ridge (36° 15′n). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(9) :2994–3014.

Perrot, J. (2010). *HYDROBS-MOMAR2010 cruise, RV Le Suroît.* http ://dx.doi.org/10.17600/10020050.

Perrot, J. (2011). *HYDROBS-MOMAR2011 cruise, RV Le Suroît.* http ://dx.doi.org/10.17600/11020050.

Perrot, J. (2012). *HYDROBS-MOMAR2012 cruise, RV Thalassa.* http ://dx.doi.org/10.17600/12040070.

Perrot, J. (2014). *HYDROBS-MOMAR2014 cruise, RV Le Suroît.* http ://dx.doi.org/10.17600/14002200.

Perrot, J. (2016). *HYDROMOMAR16 cruise, RV Thalassa.* http ://dx.doi.org/10.17600/16002500.

Perrot, J. (2018). *HYDROMOMAR18 cruise, RV L'Atalante.* http ://dx.doi.org/10.17600/18000512.

Pijanowski, B. C., Villanueva-Rivera, L. J., Dumyahn, S. L., Farina, A., Krause, B. L., Napoletano, B. M., Gage, S. H., and Pieretti, N. (2011). Soundscape ecology : the science of sound in the landscape. *BioScience*, 61(3) :203–216.

Rabain, A., Cannat, M., Escartın, J., Pouliquen, G., Deplus, C., and Rommevaux-Jestin, C. (2001). Focused volcanism and growth of a slow spreading segment (mid-atlantic ridge, 35 n). *Earth and Planetary Science Letters*, 185(1-2) :211–224.

Reid, I. and MacDonald, K. (1973). Microearthquake study of the mid-atlantic ridge near 37˜n, using sonobuoys. *Nature*, 246(5428) :88.

Richter, C. F. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 25(1) :1–32.

Riedesel, M., Orcutt, J. A., MacDonald, K. C., and McClain, J. S. (1982). Microearthquakes in the black smoker hydrothermal field, east pacific rise at 21 n. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 87(B13) :10613–10623.

Rommevaux, C., Deplus, C., Patriat, P., and Sempéré, J.-C. (1994). Three-dimensional gravity study of the mid-atlantic ridge : Evolution of the segmentation between 28 and 29 n during the last 10 my. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 99(B2) :3015–3029.

Royer, J.-Y., Chateau, R., Dziak, R., and Bohnenstiehl, D. (2015). Seafloor seismicity, antarctic ice-sounds, cetacean vocalizations and long-term ambient sound in the indian ocean basin. *Geophysical Journal International*, 202(2) :748–762.

Rubin, A. M. (1992). Dike-induced faulting and graben subsidence in volcanic rift zones. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 97(B2) :1839–1858.

Rubin, A. M. and Gillard, D. (1998). Dike-induced earthquakes : Theoretical considerations. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 103(B5) :10017–10030.

Rubin, A. M., Gillard, D., and Got, J.-L. (1998). A reinterpretation of seismicity associated with the january 1983 dike intrusion at kilauea volcano, hawaii. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 103(B5) :10003–10015.

Rundquist, D. and Sobolev, P. (2002). Seismicity of mid-oceanic ridges and its geodynamic implications : a review. *Earth-Science Reviews*, 58(1-2) :143–161.

Ryan, W. B., Carbotte, S. M., Coplan, J. O., O'Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., Weissel, R. A., Ferrini, V., Goodwillie, A., Nitsche, F., et al. (2009). Global multi-resolution topography synthesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(3).

Sandwell, D. T., Müller, R. D., Smith, W. H., Garcia, E., and Francis, R. (2014). New global marine gravity model from cryosat-2 and jason-1 reveals buried tectonic structure. *Science*, 346(6205) :65–67.

Sauter, D., Cannat, M., Rouméjon, S., Andreani, M., Birot, D., Bronner, A., Brunelli, D., Carlut, J., Delacour, A., Guyader, V., et al. (2013). Continuous exhumation of mantle-derived rocks at the southwest indian ridge for 11 million years. *Nature Geoscience*, 6(4) :314.

Sauter, D., Patriat, P., Rommevaux-Jestin, C., Cannat, M., Briais, A., Bergh, G. S. S. P., Boulanger, D., Deplus, C., Grindlay, N., Isezaki, N., et al. (2001). The southwest indian ridge between 49 15$'$ e and 57 e : Focused accretion and magma redistribution. *Earth and Planetary Science Letters*, 192(3) :303–317.

Schilling, J., Zajac, M., Evans, R., Johnston, T., White, W., Devine, J., and Kingsley, R. (1983). Petrologic and geochemical variations along the mid-atlantic ridge from 29 degrees n to 73 degrees n. *American Journal of Science*, 283(6) :510–586.

Schlindwein, V. (2012). Teleseismic earthquake swarms at ultraslow spreading ridges : indicator for dyke intrusions ? *Geophysical Journal International*, 190(1) :442–456.

Schlindwein, V., Demuth, A., Korger, E., Läderach, C., and Schmid, F. (2015). Seismicity of the arctic mid-ocean ridge system. *Polar Science*, 9(1) :146–157.

Schlindwein, V., Müller, C., and Jokat, W. (2005). Seismoacoustic evidence for volcanic activity on the ultraslow-spreading gakkel ridge, arctic ocean. *Geophysical Research Letters*, 32(18).

Schlindwein, V. and Schmid, F. (2016). Mid-ocean-ridge seismicity reveals extreme types of ocean lithosphere. *Nature*, 535(7611) :276.

Scholz, C. (1968). The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bulletin of the seismological society of America*, 58(1) :399–415.

Schorlemmer, D., Wiemer, S., and Wyss, M. (2005). Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. *Nature*, 437(7058) :539.

Schouten, H., Klitgord, K. D., and Whitehead, J. A. (1985). Segmentation of mid-ocean ridges. *Nature*, 317(6034) :225.

Schreiner, A. E., Fox, C. G., and Dziak, R. P. (1995). Spectra and magnitudes of t-waves from the 1993 earthquake swarm on the juan de fuca ridge. *Geophysical Research Letters*, 22(2) :139–142.

Searle, R., Cowie, P., Mitchell, N. C., Allerton, S., MacLeod, C. J., Escartin, J., Russell, S., Slootweg, P., and Tanaka, T. (1998). Fault structure and detailed evolution of a slow spreading ridge segment : The mid-atlantic ridge at 29°n. *Earth and Planetary Science Letters*, 154(1-4) :167–183.

Searle, R. and Escartin, J. (2004). The rheology and morphology of oceanic lithosphere and mid-ocean ridges. *Mid-ocean ridges : hydrothermal interactions between the lithosphere and oceans*, 148 :63–93.

Searle, R., Murton, B., Achenbach, K., LeBas, T., Tivey, M., Yeo, I., Cormier, M., Carlut, J., Ferreira, P., Mallows, C., et al. (2010). Structure and development of an axial volcanic ridge : Mid-atlantic ridge, 45 n. *Earth and Planetary Science Letters*, 299(1-2) :228–241.

Sempéré, J.-C., Lin, J., Brown, H. S., Schouten, H., and Purdy, G. (1993). Segmentation and morphotectonic variations along a slow-spreading center : The mid-atlantic ridge (24°00′n-30°40′n). *Marine Geophysical Researches*, 15(3) :153–200.

Sempéré, J.-C., Palmer, J., Christie, D. M., Morgan, J. P., and Shor, A. N. (1991). Australian-antarctic discordance. *Geology*, 19(5) :429–432.

Sempéré, J.-C., Purdy, G., and Schouten, H. (1990). Segmentation of the mid-atlantic ridge between 24°n and 30°40′n. *Nature*, 344(6265) :427.

Severinghaus, J. P. and Macdonald, K. C. (1988). High inside corners at ridge-transform intersections. *Marine Geophysical Researches*, 9(4) :353–367.

Shaw, P. R. (1992). Ridge segmentation, faulting and crustal thickness in the atlantic ocean. *Nature*, 358(6386) :490.

Shaw, P. R. and Lin, J. (1993). Causes and consequences of variations in faulting style at the mid-atlantic ridge. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 98(B12) :21839–21851.

Shuler, A., Nettles, M., and Ekström, G. (2013). Global observation of vertical-clvd earthquakes at active volcanoes. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 118(1) :138–164.

Silveira, G. and Stutzmann, E. (2002). Anisotropic tomography of the atlantic ocean. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132(4) :237–248.

Silveira, G., Stutzmann, E., Davaille, A., Montagner, J.-P., Mendes-Victor, L., and Sebai, A. (2006). Azores hotspot signature in the upper mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 156(1-2) :23–34.

Simao, N., Escartin, J., Goslin, J., Haxel, J., Cannat, M., and Dziak, R. (2010). Regional seismicity of the mid-atlantic ridge : observations from autonomous hydrophone arrays. *Geophysical Journal International*, 183(3) :1559–1578.

Simao, N. M. (2009). *Seismicity of the Mid-Atlantic Ridge in the MoMAR area at a regional scale, observed by autonomous hydrophone arrays*. PhD thesis, Université de Bretagne occidentale-Brest.

Singh, S. C., Crawford, W. C., Carton, H., Seher, T., Combier, V., Cannat, M., Canales, J. P., Düsünür, D., Escartin, J., and Miranda, J. M. (2006). Discovery of a magma chamber and faults beneath a mid-atlantic ridge hydrothermal field. *Nature*, 442(7106) :1029.

Sinha, M., Constable, S., Peirce, C., White, A., Heinson, G., MacGregor, L., and Navin, D. (1998). Magmatic processes at slow spreading ridges : Implications of the ramesses experiment at 57°45′ n on the mid-atlantic ridge. *Geophysical Journal International*, 135(3) :731–745.

Sinton, J. M., Smaglik, S. M., Mahoney, J. J., and Macdonald, K. C. (1991). Magmatic processes at superfast spreading mid-ocean ridges : Glass compositional variations along the east pacific rise 13°–23° s. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 96(B4) :6133–6155.

Slabbekoorn, H., Bouton, N., van Opzeeland, I., Coers, A., ten Cate, C., and Popper, A. N. (2010). A noisy spring : the impact of globally rising underwater sound levels on fish. *Trends in ecology & evolution*, 25(7) :419–427.

Smith, D. K. and Cann, J. R. (1999). Constructing the upper crust of the mid-atlantic ridge : A reinterpretation based on the puna ridge, kilauea volcano. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 104(B11) :25379–25399.

Smith, D. K., Cann, J. R., and Escartín, J. (2006). Widespread active detachment faulting and core complex formation near 13 n on the mid-atlantic ridge. *Nature*, 442(7101) :440.

Smith, D. K., Escartin, J., Cannat, M., Tolstoy, M., Fox, C. G., Bohnenstiehl, D. R., and Bazin, S. (2003). Spatial and temporal distribution of seismicity along the northern mid-atlantic ridge (15°–35° n). *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 108(B3).

Smith, D. K., Tolstoy, M., Fox, C. G., Bohnenstiehl, D. R., Matsumoto, H., and Fowler, M. J. (2002). Hydroacoustic monitoring of seismicity at the slow-spreading mid-atlantic ridge. *Geophysical Research Letters*, 29(11) :13–1.

Smith, W. H. and Sandwell, D. T. (1997). Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277(5334) :1956–1962.

Sohn, R., Canales, J., and Dunn, R. (2018). *Hypocenter Catalog Data from the Mid-Atlantic Ridge - Rainbow Vent Field acquired in 2013. Interdisciplinary Earth Data Alliance (IEDA).* doi :10.1594/IEDA/324328.

Sohn, R. A., Canales, J. P., Humphris, S. E., et al. (2007). Kinematics and geometry of active detachment faulting beneath the trans-atlantic geotraverse (tag) hydrothermal field on the mid-atlantic ridge. *Geology*, 35(8) :711–714.

Solomon, S. C., Huang, P. Y., and Meinke, L. (1988). The seismic moment budget of slowly spreading ridges. *Nature*, 334(6177) :58.

Spencer, S., Smith, D. K., Cann, J. R., Lin, J., and McAllister, E. (1997). Structure and stability of non-transform discontinuities on the mid-atlantic ridge between 24 n and 30 n. *Marine Geophysical Researches*, 19(4) :339–362.

Stafford, K. M., Fox, C. G., and Clark, D. S. (1998). Long-range acoustic detection and localization of blue whale calls in the northeast pacific ocean. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 104(6) :3616–3625.

Stakes, D. S., Shervais, J. W., and Hopson, C. A. (1984). The volcanic-tectonic cycle of the famous and amar valleys, mid-atlantic ridge (36°47′n) : Evidence from basalt glass and phenocryst compositional variations for a steady state magma chamber beneath the valley midsections, amar 3. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 89(B8) :6995–7028.

Sukhovich, A., Irisson, J.-O., Perrot, J., and Nolet, G. (2014). Automatic recognition of t and teleseismic p waves by statistical analysis of their spectra : An application to continuous records of moored hydrophones. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119(8) :6469–6485.

Swainson, O. (1936). Velocity and ray paths of sound waves in sea water. *US Coast and Geodetic Survey, Field Engineers Bull*, 10 :64.

Sykes, L. R. (1967). Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges. *Journal of Geophysical Research*, 72(8) :2131–2153.

Sykes, L. R. (1969). Seismicity of the mid-oceanic ridge system. *The Earth's Crust and Upper Mantle*, pages 148–153.

Sykes, L. R. (1970). Earthquake swarms and sea-floor spreading. *Journal of Geophysical Research*, 75(32) :6598–6611.

Talandier, J., Hyvernaud, O., Okal, E. A., and Piserchia, P.-F. (2002). Long-range detection of hydroacoustic signals from large icebergs in the ross sea, antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(1) :519–534.

Tan, Y. J., Tolstoy, M., Waldhauser, F., and Wilcock, W. S. (2016). Dynamics of a seafloor-spreading episode at the east pacific rise. *Nature*, 540(7632) :261.

Tanioka, Y. and Ruff, L. J. (1997). Source time functions. *Seismological Research Letters*, 68(3) :386–400.

Tapponnier, P. and Francheteau, J. (1978). Necking of the lithosphere and the mechanics of slowly accreting plate boundaries. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 83(B8) :3955–3970.

Teague, W. J., Carron, M. J., and Hogan, P. J. (1990). A comparison between the generalized digital environmental model and levitus climatologies. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 95(C5) :7167–7183.

Thibaud, R. (1998). *Déformation superficielle de la lithospère et structure crustale le long de la dorsale médio-atlantique : modélisation analogique*. PhD thesis, Brest.

Thibaud, R., Gente, P., and Maia, M. (1998). A systematic analysis of the mid-atlantic ridge morphology and gravity between 15°n and 40°n : Constraints of the thermal structure. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 103(B10) :24223–24243.

Tolstoy, I. and Ewing, M. (1950). The t phase of shallow-focus earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 40(1) :25–51.

Tolstoy, M., Bohnenstiehl, D., Edwards, M., and Kurras, G. (2001). Seismic character of volcanic activity at the ultraslow-spreading gakkel ridge. *Geology*, 29(12) :1139–1142.

Tolstoy, M., Cowen, J., Baker, E., Fornari, D., Rubin, K., Shank, T., Waldhauser, F., Bohnenstiehl, D., Forsyth, D., Holmes, R., et al. (2006). A sea-floor spreading event captured by seismometers. *Science*, 314(5807) :1920–1922.

Toomey, D. R., Solomon, S. C., and Purdy, G. (1988). Microearthquakes beneath median valley of mid-atlantic ridge near 23°n : Tomography and tectonics. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 93(B8) :9093–9112.

Tromp, J., Komattisch, D., and Liu, Q. (2008). Spectral-element and adjoint methods in seismology. *Communications in Computational Physics*, 3(1) :1–32.

Tsang-Hin-Sun, E. (2016). *Dynamique spatiale et temporelle de dorsales à taux d'expansion contrastés dans l'océan Indien par une approche hydroacoustique*. PhD thesis, Université de Bretagne occidentale-Brest.

Tsang-Hin-Sun, E., Royer, J.-Y., and Perrot, J. (2016). Seismicity and active accretion processes at the ultraslow-spreading southwest and intermediate-spreading southeast indian ridges from hydroacoustic data. *Geophysical Journal International*, 206(2) :1232–1245.

Tucholke, B. E. and Lin, J. (1994). A geological model for the structure of ridge segments in slow spreading ocean crust. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 99(B6) :11937–11958.

Utsu, T. (1997). Computer program package : Statistical analysis of point processes for seismicity, saseis. *IASPEI Software Library for personal computers*, 6 :13–94.

Utsu, T., Ogata, Y., et al. (1995). The centenary of the omori formula for a decay law of aftershock activity. *Journal of Physics of the Earth*, 43(1) :1–33.

Vine, F. J. and Matthews, D. H. (1963). Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, 199(4897) :947–949.

Vogt, P. R. (1976). Plumes, subaxial pipe flow, and topography along the mid-oceanic ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 29(2) :309–325.

Waldhauser, F. and Tolstoy, M. (2011). Seismogenic structure and processes associated with magma inflation and hydrothermal circulation beneath the east pacific rise at $9°50'$ n. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(8).

Watkins, W. A., Daher, M. A., George, J. E., and Rodriguez, D. (2004). Twelve years of tracking 52-hz whale calls from a unique source in the north pacific. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 51(12) :1889–1901.

Wessel, P., Smith, W. H., Scharroo, R., Luis, J., and Wobbe, F. (2013). Generic mapping tools : improved version released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 94(45) :409–410.

White, R. S., Drew, J., Martens, H. R., Key, J., Soosalu, H., and Jakobsdóttir, S. S. (2011). Dynamics of dyke intrusion in the mid-crust of iceland. *Earth and Planetary Science Letters*, 304(3-4) :300–312.

Whitehead Jr, J. A., Dick, H. J., and Schouten, H. (1984). A mechanism for magmatic accretion under spreading centres. *Nature*, 312(5990) :146.

Wilcock, W. S., Hooft, E. E., Toomey, D. R., McGill, P. R., Barclay, A. H., Stakes, D. S., and Ramirez, T. M. (2009). The role of magma injection in localizing black-smoker activity. *Nature Geoscience*, 2(7) :509.

Wilcock, W. S., Stafford, K. M., Andrew, R. K., and Odom, R. I. (2014). Sounds in the ocean at 1–100 hz. *Annual review of marine science*, 6 :117–140.

Wilcock, W. S., Tolstoy, M., Waldhauser, F., Garcia, C., Tan, Y. J., Bohnenstiehl, D. R., Caplan-Auerbach, J., Dziak, R. P., Arnulf, A. F., and Mann, M. E. (2016). Seismic constraints on caldera dynamics from the 2015 axial seamount eruption. *Science*, 354(6318) :1395–1399.

Williams, C. M., Stephen, R. A., and Smith, D. K. (2006). Hydroacoustic events located at the intersection of the atlantis (30°n) and kane (23° 40′ n) transform faults with the mid-atlantic ridge. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(6).

Wolfe, C. J., Purdy, G., Toomey, D. R., and Solomon, S. C. (1995). Microearthquake characteristics and crustal velocity structure at 29° n on the mid-atlantic ridge : The architecture of a slow spreading segment. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 100(B12) :24449–24472.

Wright, D. J. (1998). Formation and development of fissures at the east pacific rise : Implications for faulting and magmatism at mid-ocean ridges. *GEOPHYSICAL MONOGRAPH-AMERICAN GEOPHYSICAL UNION*, 106 :137–152.

Wyss, M., Klein, F., Nagamine, K., and Wiemer, S. (2001). Anomalously high b-values in the south flank of kilauea volcano, hawaii : evidence for the distribution of magma below kilauea's east rift zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 106(1-2) :23–37.

Yang, T., Shen, Y., van der Lee, S., Solomon, S. C., and Hung, S.-H. (2006). Upper mantle structure beneath the azores hotspot from finite-frequency seismic tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 250(1-2) :11–26.

Yang, Y. and Forsyth, D. W. (2003). Improving epicentral and magnitude estimation of earthquakes from t phases by considering the excitation function. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(5) :2106–2122.

Yeo, I., Searle, R. C., Achenbach, K. L., Le Bas, T. P., and Murton, B. J. (2012). Eruptive hummocks : Building blocks of the upper ocean crust. *Geology*, 40(1) :91–94.

Yu, D., Fontignie, D., and Schilling, J.-G. (1997). Mantle plume-ridge interactions in the central north atlantic : A nd isotope study of mid-atlantic ridge basalts from 30 n to 50 n. *Earth and Planetary Science Letters*, 146(1) :259–272.

Yu, Z., Li, J., Liang, Y., Han, X., Zhang, J., and Zhu, L. (2013). Distribution of large-scale detachment faults on mid-ocean ridges in relation to spreading rates. *Acta Oceanologica Sinica*, 32(12) :109–117.

Liste des Tables

1.1 Exemple d'épisodes d'intrusion de dikes et migration, inspiré de Dziak et al. (2007). L'astérisque indique les expériences non-hydroacoustiques. *Example of diking episodes and migration, inspired from Dziak et al. (2007). The star indicates the non-hydroacoustic experiments* 41

2.1 Réseaux hydroacoustiques déployés dans l'Atlantique nord de 1999 à nos jours. *Hydroacoustic arrays of the north Atlantic Ocean from 1999 to present.* 75

2.2 Différente valeur de D_1 en fonction des catalogues. *Different D_1 value regarded to the catalog.* 92

3.1 Résumé des différents paramètres de chaque catalogue hydroacoutisque, au sud des Açores. Les nombres entre parenthèse correspondent aux événements localisés avec au minimum 4 hydrophones. *Summarize of the different parameters for each hydroacoustic catalogue, south of the Azores. The numbers in brackets correspond to the events localised with at least 4 hydrophones.* 107

3.2 Nombres de séismes total enregistrés par les réseaux terrestres (catalogue ISC) dans les réseaux respectifs et entre 15°N-40°N. Nombres de séismes communs aux catalogues ISC (m_b,M_S et M_w) et hydroacoustiques. *Total number of earthquakes recorded by the land-based station (ISC catalog) within the respective arrays and between 15°N-40°N. Number of common earthquakes to the ISC (m_b,M_S et M_w) and hydroacoustic catalogs.* 117

3.3 Caractéristiques des 2 modèles. *Characteristics of the 2 models.* 125

4.1 Taux de sismicité et autres caractéristiques définis pour chaque supersegment des catalogues hydroacoustiques et ISC, complets et déclusterisés, (*i.e.* avec et sans les séquences sismiques). Les résultats obtenus par Smith et al. (2003) sont indiqués entre parenthèses, et ceux marqués d'un astérisque correspondent respectivement à la période 1990-2000\1980-1990 (*e.g.* (.../...)*) pour les événements ISC analysés par Smith et al. (2003). *Seismicity rate and other characteristics defined for each supersegment of the clustered and declustered hydroacoustic and ISC catalogues. The results obtained by Smith et al. (2003) are indicated in brackets and those indicated with a star correspond to the period of 1990-2000\1980-1990 (e.g. (.../...)*) for the ISC events analysed by Smith et al. (2003), respectively.* 157

4.2 Taux de sismicité et autres caractéristiques définis pour chaque segment des catalogues hydroacoustiques et ISC avec et sans les séquences sismiques. Les résultats obtenus par Smith et al. (2003) sont indiqués entre parenthèses et ceux marqués d'un astérix correspondent respectivement à la période 1973-2001 (*e.g.* (...)*) pour les événements ISC de Smith et al. (2003). *Seismicity rate and other characteristics defined for each segment of the clustered and declustered hydroacoustic and ISC catalogues. The results obtained by Smith et al. (2003) are indicated in brackets and those indicated with a star correspond to the period of 1973-2001 (e.g. (...)*) for the ISC events of Smith et al. (2003), respectively.* 163

4.3 Résultats généraux du taux de sismicité calculé à partir des événements des catalogues hydroacoustiques et télésismiques : complet, déclusterisé, et lié uniquement aux crises sismiques. Les symboles + et ++ indiquent respectivement un écart ou un grand écart entre les valeurs du taux de sismicité. *Global results of the seismicity rate calculated from the events of the hydroacoustic and teleseismic catalogues : complete, declustered, and only related to seismic crises. The symbols + and ++ indicate a difference or a big difference between the seismicity rate values, respectively.* 168

5.1 Essaims télésismiques détectés par la méthode *Single Link Cluster* le long de la DMA Nord entre 1964 et 2015. Les essaims également identifiés par Bergman and Solomon (1990) sont pourvus d'un astérisque. La latitude et longitude correspondent à l'emplacement moyen de l'essaim. Pour les événements avec une solution GCMT, la valeur ϵ est indiquée quand proche de ± 0.4 reflétant une forte composante CLVD. Une croix dans la colonne NM signale les essaims considérés comme non magmatiques. *Teleseismic swarms detected by a Single Link Cluster analysis, along the northern DMA between 1964 and 2015. Swarms as well identified by Bergman and Solomon (1990) are marked with an asterisk. Latitude and longitude correspond to the mean location of the swarm. For the events with a GCMT solution, the value ϵ is indicated when close to ± 0.4 reflecting a strong CLVD component. A cross in NM column highlights the swarms considered as non-magmatic* 192

5.2 Séquences détectées par la méthode *Single Link Cluster* dans les catalogues hydroacoustiques de l'Atlantique nord et étudiées dans ce chapitre. Pour les événements avec une solution GCMT, la valeur ϵ est indiquée quand proche de ± 0.4, reflétant une forte composante CLVD. La valeur SL_c est celle de la séquence (et non du réseau d'hydrophones), elle est définie avant de réaliser une MOL. MOL testée mais non satisfaisante (RND). *Clusters detected in the hydroacoustic catalogues of the northern Atlantic with a Single Link Cluster analysis and studied in this chapter. For the events with a GCMT solution, the value ϵ is indicated when close to ± 0.4 reflecting a strong CLVD component. The SL_c value is the one for the cluster (not the same that the SL_c of the AUHs array), this value is defined before realising a MOL. MOL tested but not adjusted (RND).* . . . 206

5.3 Séquences détectées par la méthode *Single Link Cluster* dans les catalogues hydroacoustiques de l'Atlantique nord et étudiées dans ce chapitre. Pour les événements avec une solution GCMT, la valeur ϵ est indiquée quand proche de ± 0.4, reflétant une forte composante CLVD. La valeur SL_c est celle de la séquence (et non du réseau d'hydrophones), elle est définie avant de réaliser une MOL. MOL testée mais non satisfaisante (RND), MOL non réalisée (NR). *Clusters detected in the hydroacoustic catalogues of the northern Atlantic with a Single Link Cluster analysis and studied in this chapter. For the events with a GCMT solution, the value ϵ is indicated when close to ± 0.4 reflecting a strong CLVD component. The SL_c value is the one for the cluster (not the same that the SL_c of the AUHs array), this value is defined before realising a MOL. MOL tested but not adjusted (RND), a non realised MOL (NR).* 233

5.4 Séquences détectées par la méthode *Single Link Cluster* dans les catalogues hydroacoustiques de l'Atlantique nord et étudiées dans ce chapitre. Pour les événements avec une solution GCMT, la valeur ϵ est indiquée quand proche de ± 0.4, reflétant une forte composante CLVD. La valeur SL_c est celle de la séquence (et non du réseau d'hydrophones), elle est définie avant de réaliser une MOL. MOL testée mais non satisfaisante (RND), MOL non réalisée (NR). *Clusters detected in the hydroacoustic catalogues of the northern Atlantic with a Single Link Cluster analysis and studied in this chapter. For the events with a GCMT solution, the value ϵ is indicated when close to ± 0.4 reflecting a strong CLVD component. The SL_c value is the one for the cluster (not the same that the SL_c of the AUHs array), this value is defined before realising a MOL. MOL tested but not adjusted (RND), a non realised MOL (NR).* 240

5.5 Séquences détectées par la méthode *Single Link Cluster* dans les catalogues hydroacoustiques de l'Atlantique nord et étudiées dans ce chapitre. Pour les événements avec une solution GCMT, la valeur ϵ est indiquée quand proche de ± 0.4, reflétant une forte composante CLVD. La valeur SL_c est celle de la séquence (et non du réseau d'hydrophones), elle est définie avant de réaliser une MOL. MOL testée mais non satisfaisante (RND). *Clusters detected in the hydroacoustic catalogues of the northern Atlantic with a Single Link Cluster analysis and studied in this chapter. For the events with a GCMT solution, the value ϵ is indicated when close to ± 0.4 reflecting a strong CLVD component. The SL_c value is the one for the cluster (not the same that the SL_c of the AUHs array), this value is defined before realising a MOL. MOL tested but not adjusted (RND).* . . . 245

5.6 Séquences détectées par la méthode *Single Link Cluster* dans les catalogues hydroacoustiques de l'Atlantique nord et étudiées dans ce chapitre. Pour les événements avec une solution GCMT, la valeur ϵ est indiquée quand proche de ± 0.4, reflétant une forte composante CLVD. La valeur SL_c est celle de la séquence (et non du réseau d'hydrophones), elle est définie avant de réaliser une MOL. MOL testée mais non satisfaisante (RND), MOL non réalisée (NR). *Clusters detected in the hydroacoustic catalogues of the northern Atlantic with a Single Link Cluster analysis and studied in this chapter. For the events with a GCMT solution, the value ϵ is indicated when close to ± 0.4 reflecting a strong CLVD component. The SL_c value is the one for the cluster (not the same that the SL_c of the AUHs array), this value is defined before realising a MOL. MOL tested but not adjusted (RND), a non realised MOL (NR).* 251

Liste des Figures

1.1 Schéma de la morphologie transversale de deux segments de la dorsale médio-Atlantique 15

1.2 a) Carte bathymétrique de la DMA Nord entre la faille transformante Fifteen-Twenty (15°N) et le point triple des Açores (40°N). D'après Carbotte et al. (2015). b) Profil bathymétrique le long de l'axe de la DMA entre les failles transformantes Atlantis (30°N) et Kane (24°N). Les discontinuités sont localisées au niveau des maxima locaux de profondeur et bordent les segments. La profondeur moyenne des failles transformantes est de 800-1200 m et de l'ordre de 600 m pour les discontinuités non-transformantes. D'après Sempéré et al. (1990). *a) Bathymetric map of the northern MAR between Fifteen-Twenty (15° N) transform fault and the Azores triple junction (40° N). After Carbotte et al. (2015). b) Bathymetric profile along the MAR axis between Atlantis (30° N) and Kane (24° N) transform faults. The discontinuities are located at depth-maxima and bound the segments. Mean depth of the tranform faults is ∼ 800-1200 m and ∼ 600 m for the non-transform discontinuities. After Sempéré et al. (1990).* 17

1.3 Carte de la MBA de la DMA entre les failles transformantes Oceanographer et Hayes (ligne blanche épaisse). TF = faille transformante, NTO = discontinuité non-transformante. D'après Detrick et al. (1995). *MBA map of the MAR between the Oceanographer and Hayes transform faults. TF = transform fault, NTO = non-transform discontinuity. After Detrick et al. (1995).* 18

1.4 Modèles de remontée du flux mantellique (flèches noires) et migration du magma (flèches rouges) expliquant les variations d'épaisseur crustale le long des segments de dorsales lentes, d'après Magde et al. (1997). a) Ancien modèle : remontées mantelliques diapiriques ou tridimensionnelles focalisant le magma en centre de segment. b) Modèle proposé par Magde et al. (1997) : flux mantellique uniforme, excepté à proximité des failles transformantes, qui concentre le magma en centre de segment par des conduits présents dans le manteau asthénosphérique et/ou à la base de la lithosphère. Migration latérale du magma le long de chaque segment par des dikes. *Models of mantle upwelling (black arrows) and melt migration (red arrows), explaining crustal thickness variations along the segments of slow spreading-ridge, after Magde et al. (1997). a) Old model : mantle-diapir or three-dimensional upwelling focusing the melt at the segment center. b) Model proposed by Magde et al. (1997) : uniform mantle flow, except near transform faults, focusing melt toward the segment center through channels upwelling presents in the mantle and/or at the base of the lithosphere. Lateral melt migration along each segment through dikes.* 20
1.5 Schémas des segments d'une dorsale lente 21
1.6 Schéma des deux types de NTO présents au niveau des dorsales lentes 22
1.7 Carte bathymétrique de la DMA montrant la migration des NTOs (discontinuités du 2^{nd} ordre), formant des structures obliques. Les traces fossiles hors axe sont facilement identifiables. D'après Thibaud et al. (1998) *Bathymetric map of the MAR showing the migration of the NTOs (2^{nd} order discontinuities), which form oblique structures. Off-axis traces can be easily identified. After Thibaud et al. (1998).* 24
1.8 Classification des segments de la DMA Nord, entre 15° et 40°N. Lien entre la structure thermique de la lithosphère axiale et la morphologie de la vallée axiale. D'après Thibaud (1998). *Classification of the segments of the northern DMA, between 15° et 40° N. Link between axial thermal stucture of the lithosphère and the axial valley morphology. After Thibaud (1998).* 26
1.9 Cartes des segments AMAR minor South and South AMAR : a) Bathymétrie b) Interprétation géologique. D'après Eason et al. (2016). *Maps of the AMAR minor South and South AMAR segments : a) Bathymetry. b) Geological interpretation. After Eason et al. (2016).* 28
1.10 a) Schéma de la répartition des failles pour un segment de dorsale lente, d'après Searle and Escartin (2004). b) Schéma d'un segment, où l'accrétion est associée à des failles de détachements océaniques et des mégamullions, d'après Escartín and Canales (2011). *a) Model of faulting pattern of a slow spreading ridge segment, after Searle and Escartin (2004). b) Cartoon of a segment, where accretion is associated with oceanic detachment faults and oceanic core complexes, after Escartín and Canales (2011).* 30

1.11 Modèle d'accrétion symétrique et asymétrique le long de la DMA nord, d'après Olive and Escartín (2016). a) Schéma typique d'une section de dorsale avec un mode d'accrétion : (Haut) symétrique, *i.e.* répartition des contraintes entre l'accrétion crustale dans la zone néovolcanique (courbe orange) et la déformation tectonique (courbe noire) distribuée sur les failles normales (séismes = étoiles rouges). (Bas) asymétrique, *i.e.* appauvrissement de l'apport magmatique induisant une lithosphère plus épaisse (zone grise) et des contraintes tectoniques plus localisées (étoiles bleues). b) Distribution du mode d'accrétion, symétrique (AB), asymétrique (DB) ou indéterminé (UN), entre 12° et 35°N. *Model of symetric and asymetric accretion along the northern DMA, after Olive and Escartín (2016). a) Scheme of a ridge cross section with a mode of seafloor accretion : (Top) symetric, i.e. partitioning of strain between crustal accretion in the neovolcanic zone (orange curve) and tectonic deformation (black curve) distributed on normal faults (earthquakes = red stars). (Bottom) asymetric, i.e. reduced magma supply leading to thicker lithosphere and more localized tectonic strain. b) Distribution of the mode of accretion, symetric (AB), asymetric (DB) or unclassified (UN), between 12° and 35°N.* 32

1.12 Influence du point chaud le long de l'axe de la DMA Nord entre 21°N and 49°N, d'après Gente et al. (2003) (données géophysiques issues de Thibaud et al., 1998; Goslin, 1999; Gente et al., 2003 et géochimiques Dosso et al., 1993; Yu et al., 1997; Dosso et al., 1999). a) Bathymétrie. b) Anomalie de Bouguer réduite au manteau (MBA). c) Ratio normalisé des éléments traces (La/Sm) dans les basaltes. *Hotspot influence along the northern MAR axis, after Gente et al. (1995) (geophysical data from Thibaud et al., 1998; Goslin, 1999; Gente et al., 2003 and geochemical data from Dosso et al., 1993; Yu et al., 1997; Dosso et al., 1999). a) Bathymetry. b) Mantle Bouguer Anomaly (MBA). c) Normalised ratio of the trace elements (La/Sm) in the basalts.* 34

1.13 Carte de sismicité du catalogue NEIC (National Earthquake Information Center) avec M≥5, 1980-2005. Les dorsales océaniques sont associées à une bande de sismicité avec des événements de faible profondeur. Les différentes dorsales indiquées sont : dorsales Juan de Fuca et Gorda (JdF et GR, 60 mm/an), dorsale Est-Pacifique Nord (NEPR, 110 mm/an) et Sud (SEPR, 140 mm/an), dorsale des Galapagos (GSC, 45-60 mm/an), dorsale du Chili (ChR), dorsale Pacifique-Antarctique (PAR, 65 mm/an), dorsales Kolbeinsey/Mohns (KR, 15-20 mm/an), dorsale de Reykjanes (RR, 20 mm/an), dorsale de l'Atlantique Nord (NMAR, 25 mm/an) et Sud (SMAR, 30 mm/an), Ride de Carlsberg (CaR, 30 mm/an), dorsales Centrale (CIR, 35 mm/an), Sud-Ouest (SWIR, 15 mm/an) et Sud-Est (SEIR, 70 mm/an) Indiennes. D'après Bohnenstiehl and Dziak (2009). *Global map of seismicity from NEIC (National Earthquake Information Center) catalog, M≥5, 1980-2005. Mid-ocean ridges are defined by narrow bands of shallow hypocenter earthquakes. Mid-oceans ridges indicated are : Juan de Fuca and Gorda Ridges (JdF et GR, 60 mm/an), Northern (NEPR, 110 mm/an) and Southern (SEPR, 140 mm/an) East Pacific Rises, Galapagos Spreading Center (GSC, 45-60 mm/an), Chili Rise (ChR), Pacific-Antarctic Ridge (PAR, 65 mm/an), Kolbeinsey/Mohns Ridges (KR, 15-20 mm/an), Reykjanes Ridge (RR, 20 mm/an), Northern (NMAR, 25 mm/an) and Southern (SMAR, 30 mm/an) Mid-Atlantic Ridges, Carlsberg Ridge (CaR, 30 mm/an), Central (CIR, 35 mm/an), Southwest (SWIR, 15 mm/an) and Southeast (SEIR, 70 mm/an) Indian Ridges. After Bohnenstiehl and Dziak (2009).* 37

1.14 Mécanismes au foyer reflétant le type de mécanisme de rupture caractéristique des dorsales océaniques. D'après Rundquist and Sobolev (2002). Les coins internes (IC) et externes (OC) sont indiqués, de même que la zone de fracture (ZF, pas de mouvement transformant). *Focal mechanisms reflecting the type of rupture mechanism caracterising the mid-ocean ridges. After Rundquist and Sobolev (2002). The inside (IC) and outside (OC) corners are indicated, as well as the fracture zone (ZF, no transform movement).* 38

1.15 Exemple d'indicateurs d'une intrusion de dikes. a) Bande de fréquence accompagnant l'essaim de Lucky Strike de mars 2001, DMA (1 : bruit ambiant 69.8 dB, 2 : signal d'un séisme, 3 : augmentation du bruit ambiant 99 dB), d'après Dziak et al. (2004b). b) Migration de l'activité sismique lors de l'essaim de Juillet 2012, SEIR, d'après Tsang-Hin-Sun et al. (2016). *Example of dike intrusion indicators. a) Continuous broad-band energy accompanying the Lucky Strike swarm of March 2001, MAR (1 : ambiant noise 69.8 dB, 2 : earthquake signal, 3 : increase of the ambiant noise 99 dB), after Dziak et al. (2004b). b) Migration of the seismic activity during the July 2012 swarm, SEIR, after Tsang-Hin-Sun et al. (2016).* . . 42

1.16 Schéma montrant les contraintes induites par la propagation verticale d'un dike (compression = blanc, extension = gris). La sismicité déclenchée (cercle noir) ne s'étend pas au delà de la zone d'extension. La largeur de cette région est fonction de la profondeur de la tête du dike. D'après Bohnenstiehl and Dziak (2009). *Sketch showing stress caused by a vertically dike propagating dike (compression = white, extension = gris). The seismicty triggered (black dot) is inhibited outside the extensional region. The width of this region is related to the depth of the top of the dike. After Bohnenstiehl and Dziak (2009).* 43

1.17 Distribution le long de l'axe du nombre d'événements détectés par le réseau SIRENA. Les autres courbes montrent la bathymétrie (vert), et l'anomalie de Bouguer résiduelle réduite au manteau (RMBA, reflète l'épaisseur crustale, bleu). Concordance avec la limite nord du point chaud des Açores localisé dans la zone de relais $\sim 43°40'$N. D'après Goslin et al. (2012). *Distribution along the axis of the number of events (black curve = all the events, red curve = without seismic sequences) detected by the SIRENA array. Other curves show the bathymetry (green), and the residual mantle Bouguer anomaly (RMBA, reflects crustal thickness, blue). Coincident with the northern most limit of the Azores hot sport in the relay zone $\sim 43° 40'$N. After Goslin et al. (2012).* 45

1.18 Localisation des événements de deux séquences de la DMA Nord. Les événements hydroacoustiques (cercle blanc) détectés également par les stations terrestres (cercle rouge) sont indiqués. La représentation du tenseur des moments est reliée à l'événement hydroacoustique. D'après (Bohnenstiehl et al., 2002). *Location of the events of two clusters of the northern DMA. The hydroacoustic events (white circle) detected by the land-based stations (red circle) are indicated. The Harvard centroid-moment tensor solution is linked to the corresponding hydroacoustic event. After Bohnenstiehl et al. (2002).* 47

1.19 Carte de la sismicité hydroacoustique (cercle noir) et des séquences sismiques identifiées le long de la DMA Nord. Les différents réseaux d'hydrophones (étoile de couleur) sont indiqués. D'après Simao et al. (2010). *Map of the hydroacoustic seismicity (black circle) and identified seismic sequences along the northern DMA. The different hydrophones arrays (colored star) are indicated. After Simao et al. (2010).* 48

1.20 Analyse de séquence sismique le long de la DMA Nord, d'après Simao et al. (2010). (Haut) a) Séquence sismique, événements hydroacoustiques (cercle noir), télésismiques (étoile blanche), et les segments (bleu pour un mode d'accrétion asymétrique, rouge pour un mode symétrique) sont indiqués. b) Carte de la MBA. c) Loi d'Omori Modifiée avec la valeur de p obtenue. d) Distribution temporelle en fonction du *Source Level* (magnitude acoustique). e) Distribution magnitude-fréquence avec le seuil de complétude SL_c de la séquence. (Bas) Schéma d'un segment montrant le type de failles, et la relation entre leur résistance et le taux de décroissance des séquences sismiques (étoile). *Seismic sequence analysis along the northern DMA, after Simao et al. (2010). (Top) a) Seismic sequence, hydroacoustic (black circle), land based events (white star), and segments (blue for asymmetric accretion, red for symmetric one) are indicated. b) MBA map c) Modified Omori Law fit with the obtained $p - value$. d) Time vs Source Level (acoustic magnitude) . e) Size-frequency distribution with the Source Level of completness SL_c of the sequence. (Bottom) Scheme of segment showing the generic modes of faulting, and relation between fault strength and rate decay of seismic sequences (star).* 50

2.1 Spectre sonore des différentes sources naturelles (bleu et vert) et anthropiques (rouge) du bruit ambiant océanique. D'après Coates (2001). *Acoustic spectrum of different natural (blue and green) and anthropogenic (red) sources of the oceanic ambient noise. After Coates (2001).* 57

2.2 Organigramme de la composition du paysage acoustique océanique, formé par 3 composantes principales (d'origine géophysique, anthropique et biologique), elles-mêmes influencées par divers facteurs. D'après Haver et al. (2017). Sonogramme et spectrogramme d'une onde T, de tirs sismiques et deux espèces de baleines issus des enregistrements hydroacoustiques de l'océan Atlantique. *Flowchart of the ocean soundscape composition, composed of three components (geophysical, anthropogenic, and biological), which are influenced by broad drivers. After Haver et al. (2017). Time series and spectrogram of a T-wave, air guns signal and two whale calls registered in the Atlantic Ocean.* 58

2.3 Variation des 3 paramètres principaux contrôlant la vitesse du son à 3 latitudes de l'océan Atlantique. *Variation of the 3 major parameters controlling the sound speed at three latitudes of the Atlantic Ocean.* 60

2.4 Profils de vitesse pour une région polaire (sans minimum de vitesse, ligne violette) et pour une latitude moyenne (avec un minimum de vitesse, ligne bleue) - (Gauche). D'après Jensen et al. (2000). Propagation des ondes acoustiques selon le profil de vitesse d'une région polaire (a) et d'une latitude moyenne (b) - (Droite). D'après Wilcock et al. (2014). *Polar (without a sound-speed minimum, purple line) and low-latitude (with a sound-speed minimum, blue line) generic sound-speed profiles (Left). After Jensen et al. (2000). Acoustive waves propagation depending of the sound-speed profil of a polar region (a) and a low-latitude region (b) - (Right). After Wilcock et al. (2014).* 61
2.5 Schéma de la génération et de la propagation d'une onde T. *Cartoon of the generation and propagation of a T-wave.* 63
2.6 Exemple d'un sonogramme d'onde T. Cette onde est composée d'une enveloppe d'énergie qui peut durer plus d'une minute. Au début, l'amplitude de l'onde T augmente sur une courte durée puis diminue lentement après avoir atteint son maximum. D'après Williams et al. (2006). *Example of a T-phase time series. The T-phase is composed of a lens or envelope of energy until few minutes in duration. The T-phase has a short onset time, and then gradually decays back after its maximum amplitude. After Williams et al. (2006).* 64
2.7 Premier enregistrement historique d'une onde T à l'observatoire d'Hawaï en 1927 (d'après Jaggar (1930)). Sismogramme généré par un séisme ayant eu lieu le 24 octobre en Alaska. *First historic recording of a T-wave at Hawaii Volcano Observatory in 1927 (after Jaggar (1930)). Seismogram generated by an earthquake occuring the 24 October 1927 in Alaska.* 65
2.8 Mécanismes pouvant générer une onde T (d'après Williams et al. (2006)). (a) Conversion à partir d'une pente. Le rayon incident se propage le long de l'interface inclinée d'angle α en se réfléchissant avec un angle 2α à chaque cycle de réflexion, jusqu'à atteindre l'angle critique d'entrée dans le SOFAR. (b) Diffusion par une interface rugueuse. (c) Profondeur critique sous laquelle les ondes ne se propagent pas dans le canal SOFAR. (d) Emission directe d'énergie acoustique dans le canal SOFAR à partir d'un mont sous-marin agissant comme radiateur. *Mechanisms that may generate T-waves (after Williams et al. (2006)). (a) Downslope Conversion. A ray propagating downslope will become more nearly horizontal by an angle equal to twice the slope of the bottom for every cycle of reflection. (b) Rough seafloor scattering. (c) Critical depth below which waves are not able to propagate in the SOFAR channel axis. (d) Acoustic energy emitted directly in the SOFAR channel through a seamount which may act as a radiator.* 66

2.9 Deux phases d'ondes T visibles sur l'enregistrement du séisme du 29 juillet 1965, au large des îles Aléoutiennes. Premièrement, l'onde T "abyssale" générée par un phénomène de diffusion due à la rugosité d'une interface, ici la surface du l'eau. Deuxièmement, l'onde T produite par la conversion sur une interface inclinée. La première phase a été générée proche de l'épicentre tandis que la deuxième s'est formée sur les pentes proches des îles, expliquant son retard. D'après Johnson and Norris (1968a) et Okal (2008). *Two phases of the T-waves generarates by the Aleutian earthquake of the 29 July 1965. First, the abyssal phase, is produced by scattering of an irregular seasurface. Secondly, the downslope converted phase. First phase is generated in the immediate vicinity of the epicenter compared to the second which is formed by the slopes of the islands, reason of its delay. After Johnson and Norris (1968a) et Okal (2008).* 67

2.10 (a) Relation entre le *Source Level* et la magnitude de volume pour des événements de l'océan Pacifique. D'après Fox et al. (2001b). (b) Relation entre le *Source Level* des ondes T et la magnitude de moment des séismes en fonction du type de mécanisme au foyer, rupture normale/inverse ou cisaillante, dans l'océan Pacifique. D'après Dziak (2001). *(a) Relationship between acoustic source level derived from the hydrophone array of the Pacific ocean with corresponding seismic magnitude. After Fox et al. (2001b). (b) Relationship of earthquake T-wave acoustic source level and earthquake moment magnitude depending on the normal/reverse or strike-slip fault mechanisms. After Dziak (2001).* 70

2.11 Expérience hydroacoustique. Des sons de sources diverses et lointaines (jusqu'à plusieurs milliers de kilomètres) peuvent être enregistrés par l'hydrophone placé dans le canal SOFAR. *Hydroacoustic experiment. Sounds from various and distant sources (up to several thousand kilometers) can be recorded by the hydrophone moored in the SOFAR channel.* 72

2.12 Réseaux d'hydrophones déployés par le LGO depuis 1999, dans l'Atlantique nord et de l'océan Indien. *Hydrophone arrays deployed by the LGO since 1999, in the north Atlantic and Indian Oceans.* 74

2.13 Carte du déploiement des réseaux d'hydrophones dans l'océan Atlantique nord depuis 1999 (AUHs représentés par des étoiles colorées). Les failles transformantes (TF) majeures sont indiquées. *Deployment map of hydrophone arrays in the northern Atlantic Ocean since 1999 (AUHs represented by colored stars). Major transform faults (TF) are marked.* 77

2.14 Schéma d'une ligne de mouillage et schéma des hydrophones conçus par le LGO (gauche) et par le PMEL-NOAA (droite). *Mooring diagram and diagram of the hydrophones developped by the LGO (left) and by the PMEL-NOAA (right).* 79

2.15 Interface graphique du logiciel *SEAS* développé par le PMEL-NOAA : identification, analyse et localisation des ondes T enregistrées par le réseau d'hydrophones. A chaque hydrophone correspond un spectrogramme dans le temps. Un même évènement peut être enregistré sur différents hydrophones (trait blanc). *Work station screen of the SEAS software developped by the PMEL-NOAA : identification, analyse and localisation of the T-waves recorded by the hydrophones array. Each hydrophone recording is represented by its spectrogram over time. The same event can be recorded by different hydrophones (white line).* . . . 81
2.16 Champs d'incertitude calculés pour le réseau Sud Açores (6 AUHs représentés par des carrés). De haut en bas, incertitudes de localisation en latitude, longitude (en kilomètres) et temps origine (en secondes). (com. pers., Andy T. K. Lau, 2017). *Predicted error fields for the South Azores array (6 AUHs represented by squares). From top to bottom Predicted error in latitude, longitude (in kilometers) and origin time (in seconds). (pers. com., Andy T. K. Lau, 2017).* 83
2.17 Champs d'incertitude calculés pour le réseau MARCHE 1 (4 AUHs représentés par des carrés). De haut en bas, incertitudes de localisation en latitude, longitude (en kilomètres) et temps origine (en secondes). (com. pers., Andy T. K. Lau, 2017). *Predicted error fields for the MARCHE 1 array (4 AUHs represented by squares). From top to bottom Predicted error in latitude, longitude (in kilometers) and origin time (in seconds). (pers. com., Andy T. K. Lau, 2017).* 84
2.18 Champs d'incertitude calculés pour le réseau MARCHE 2 (3 AUHs représentés par des carrés). De haut en bas, incertitudes de localisation en latitude, longitude (en kilomètres) et temps origine (en secondes). (com. pers., Andy T. K. Lau, 2017). *Predicted error fields for the MARCHE 2 array (3 AUHs represented by squares). From top to bottom Predicted error in latitude, longitude (in kilometers) and origin time (in seconds). (pers. com., Andy T. K. Lau, 2017).* 85
2.19 Champs d'incertitude calculés pour le réseau MARCHE 3 (4 AUHs représentés par des carrés). De haut en bas, incertitudes de localisation en latitude, longitude (en kilomètres) et temps origine (en secondes). (com. pers., Andy T. K. Lau, 2017). *Predicted error fields for the MARCHE 3 array (4 AUHs represented by squares). From top to bottom Predicted error in latitude, longitude (in kilometers) and origin time (in seconds). (pers. com., Andy T. K. Lau, 2017).* 86
2.20 Champs d'incertitude calculés pour le réseau HYDROMOMAR 2010 - 2011 (5 AUHs représentés par des carrés). De haut en bas, incertitudes de localisation en latitude, longitude (en kilomètres) et temps origine (en secondes). (com. pers., Andy T. K. Lau, 2017). *Predicted error fields for the HYDROMOMAR 2010 - 2011 array (5 AUHs represented by squares). From top to bottom Predicted error in latitude, longitude (in kilometers) and origin time (in seconds). (pers. com., Andy T. K. Lau, 2017).* 87

2.21 Champs d'incertitude calculés pour le réseau HYDROMOMAR 2012 - 2014 (4 AUHs représentés par des carrés). De haut en bas, incertitudes de localisation en latitude, longitude (en kilomètres) et temps origine (en secondes). (com. pers., Andy T. K. Lau, 2017). *Predicted error fields for the HYDROMOMAR 2012 - 2014 array (4 AUHs represented by squares). From top to bottom Predicted error in latitude, longitude (in kilometers) and origin time (in seconds). (pers. com., Andy T. K. Lau, 2017).* 88

2.22 Schéma du regroupement des événements selon un paramètre D selon l'analyse hiérarchique *Single-Link Cluster*. Dans cet exemple, la valeur D est exprimée uniquement en km. (a) 11 événements (cercle) sont liés à leur plus proche voisin (lignes continues), puis au groupe voisin le plus proche (lignes pointillées et + + +). (b) Tous les événements sont reliés (10 liens). (c) Pour définir les séquences, les plus grands liens sont enlevés. Dans ce cas, les groupes sont formés par des événements ayant lieu dans une zone de 20 km. Aucun événement d'un groupe n'a lieu dans les 20 km d'un événement d'un autre groupe. D'après Frohlich and Davis (1990). *Diagram of clustering in Single-Link Cluster analysis with a D parameter. In this exemple, the D value is expressed in km. (a) 11 events (circle), each is linked to its nearest neighbour (solid lines), then each group formed in this way is linked to its nearest neighbouring group (dashed and + + + lines). (b) All events are joined (10 links). (c) In order to determine clusters, larger links are removed. Here, clusters are defined by events occuring in an area of 20 km. No events of one group is within 20 km of an other group event. After Frohlich and Davis (1990).* 91

2.23 3 types de séquences sismiques. Le type 1 et 2 représentent des séquences sismiques d'origine tectonique et le type 3 correspond à un essaim probablement d'origine magmatique. D'après Mogi (1967). *Three types of earthquake sequences. Type 1 and 2 represent tectonic sequences and type 3 corresponds to a swarm, probably of magmatic origin. After Mogi (1967).* 94

3.1 Répartition des différents types de magnitude le long de l'axe de la dorsale, entre les failles transformantes de Charlie-Gibbs (52°18′N) et de Fifteen-Twenty (15°20′N), de 1995 à 2014. De haut en bas, magnitude de volume m_b, de surface M_S et de moment M_w. *Distribution of the different magnitude types along the ridge axis, between the Charlie-Gibbs (52° 18′ N) and Fifteen-Twenty (15° 20′ N) transform faults. From top to bottom, body-wave magnitude m_b, surface-wave magnitude M_S and moment magnitude M_w,* from 1995 to 2014. 100

3.2 Distribution des événements du catalogue ISC depuis 1964, entre 15 - 55°N. Les plus faibles magnitudes $m_b \leq 4$ sont réellement enregistrées à partir de 1995. *Distribution of the events from ISC catalogue since 1964, between 15 - 55° N. Lower magnitudes $m_b \leq 4$ are truly recorded since 1995.* 101

3.3 (Droite) Distribution des événements du catalogue ISC entre 1995 et 2014 associés à une magnitude volume (cercles noirs) et de surface (cercles rouges). (Gauche-Haut) Zoom sur la zone MoMAR identifiée par le rectangle pointillé sur la carte de droite. (Gauche-Bas) Répartition spatiale des forts séismes disposant d'un tenseur des moments fournis par le catalogue CMT. *(Right) Distribution of the events between 1995-2014 of the ISC catalogue with a body-wave magnitude (black circles) and surface-wave magnitude (red circles). (Left-Top) Zoom in on the MoMAR area identified by the dashed rectangle on the right map. (Right-Top) Spatial distribution of the events strong enough to have a moment tensor provided by the CMT catalogue.* 103

3.4 Evènements hydroacoustiques des 8 catalogues (SA, SASI, SI, M1, M2, M3, HM10-11 and HM12-14) localisés à l'intérieur des polygones respectifs définis pour chaque réseau *Hydroacoustic events of the 8 catalogues (SA, SASI, SI, M1, M2, M3, HM10-11 and HM12-14) located within a polygon defined for each array.* 105

3.5 Diagramme en boîte des incertitudes de localisation et temps origine à l'intérieur de chaque réseau et dans les 150 km de l'axe de la dorsale. La boîte bleue contient 50% de chaque séries de données, ses bords inférieur et supérieur représentent le 1er et 3e quartile. La médiane de chaque série est indiquée par la ligne verte et les croix vertes correspondent aux valeurs marginales. *Boxplot of the uncertainty of localisation and origin time inside the array and within 150 km of the ridge axis.The blue box includes 50% of each data set, its lower and upper edges represent the 1^{st} et 3^{rd} quartile. The median of each data set is indicated by the green line and the green crosses correspond to the outliers.* 108

3.6 Evénements des catalogues HM10-11 (bleu) et HM12-14 (gris). (a) Nombre d'événements détectés à l'intérieur du réseau par chaque hydrophone pour les catalogues HM10-11 et HM12-14. (b) Nombre d'événements détectés par au moins 4 hydrophones et la même combinaison d'hydrophones (1 : LS-M2-M6-M7, 2 : LS-M2-M6-M8, 3 : LS-M2-M7-M8, 4 : M2-M6-M7-M8, 5 : LS-M2-M6-M7-M8, 6 : LS-M6-M7-M8). *Events of the HM10-11 (blue) and HM12-14 (gray) catalogs. (a) Number of events detected within the array for each hydrophone of the HM10-11 and HM12-14 catalogues. (b) Number of events detected by at least 4 hydrophones and the same hydrophone combination (1 : LS-M2-M6-M7, 2 : LS-M2-M6-M8, 3 : LS-M2-M7-M8, 4 : M2-M6-M7-M8, 5 : LS-M2-M6-M7-M8, 6 : LS-M6-M7-M8).* 109

3.7 Distribution taille-fréquence pour les événements des catalogues South Azores et South Azores + SIRENA. La magnitude acoustique de complétude (Slc) donne un seuil de détection de l'ordre de $SLc \sim 205\ dB$ et $\sim 203\ dB$, respectivement. *Size-frequency distribution for the South Azores and the South Azores + SIRENA catalogues. The Source Level of completeness (Slc) shows a detection threshold in the order of $SLc \sim 205\ dB$ and $\sim 203\ dB$*, respectively. 111
3.8 Distribution taille-fréquence les événements des catalogues MARCHEs. La magnitude acoustique de complétude (Slc) donne un seuil de détection de l'ordre de $196 \leq Slc \leq 208\ dB$. *Size-frequency distribution for the MARCHEs catalogues. The Source Level of completeness (Slc) shows a detection threshold in the order of $196 \leq Slc \leq 208\ dB$.* 112
3.9 Distribution taille-fréquence pour les événements des catalogues HYDROMOMARs. La magnitude acoustique de complétude (Slc) donne un seuil de détection de l'ordre de $201 \leq Slc \leq 206\ dB$. *Size-frequency distribution for the HYDROMOMARs catalogues. The Source Level of completeness (Slc) shows a detection threshold in the order of $201 \leq Slc \leq 206\ dB$.* 112
3.10 Distribution magnitude-fréquence pour les événements enregistrés par les réseaux sismologiques terrestres (catalogue ISC). De haut en bas, magnitude de volume m_b, de surface M_S et de moment M_w. Extrapolation de la magnitude de complétude ($Mslc$) pour le réseau South Azores. *Magnitude-frequency distribution for the teleseismic events (ISC catalogue). From top to bottom, body-wave m_b, surface-wace M_S and moment M_w magnitude. Extrapolation of the magnitude of completeness ($Mslc$) for the South Azores array.* 114
3.11 Distribution magnitude-fréquence pour les événements enregistrés par les réseaux sismologiques terrestres (catalogue ISC). De haut en bas, magnitude de volume m_b, de surface M_S et de moment M_w. Extrapolation de la magnitude de complétude ($Mslc$) pour les réseaux MARCHEs. *Magnitude-frequency distribution for the teleseismic events (ISC catalogue). From top to bottom, body-wave m_b, surface-wace M_S and moment M_w magnitude. Extrapolation of the magnitude of completeness ($Mslc$) for the MARCHEs arrays* 115
3.12 Distribution magnitude-fréquence pour les événements enregistrés par les réseaux sismologiques terrestres (catalogue ISC). De haut en bas, magnitude de volume m_b, de surface M_S et de moment M_w. Extrapolation de la magnitude de complétude ($Mslc$) pour les réseaux HYDROMOMARs. *Magnitude-frequency distribution for the teleseismic events (ISC catalogue). From top to bottom, body-wave m_b, surface-wace M_S and moment M_w magnitude. Extrapolation of the magnitude of completeness ($Mslc$) for the HYDROMOMARs arrays* 116

3.13 Relation entre les différents types de magnitudes et *Source Level* des événements communs aux catalogues ISC et hydroacoustiques. De haut en bas, m_b, M_S et M_w. *Relation between the different types of magnitude and the Source Level for the common events to the ISC and hydroacoustic catalogues. From top to bottom, m_b, M_S and M_w.* 121

3.14 (Gauche-Haut) Carte bathymétrique des segments North FAMOUS et FAMOUS de la DMA Nord. Localisations des 3 épicentres choisis (triangles rouges). Les 6 rayons associés représentent les profils bathymétriques le long desquels sont calculés les simulations. L'épicentre du séisme réel (étoile jaune) utilisé pour définir la source sismique du modèle (faille normale). Les événements liés à la crise sismique FAMOUS (cercles blancs). Encart bas situe la zone d'étude (rectangle noir) par rapport à la position du réseaux d'hydrophones HM10-11 (étoiles rouges). (Droite-Haut) Domaine de calcul SPECFEM-2D des deux modèles le long d'un profil (épicentre 1). *(Upper left) Bathymetric map of the North FAMOUS and FAMOUS segments of the northern MAR. Locations of the 3 chosen epicenters (red triangles). The 6 associated spokes represent the 2D bathymetric profiles through which the simulations will be runed. The epicenter of the real earthquake (yellow star) used to define the seismic source (normal fault). Events relative to the FAMOUS seismic crisis (white circles). Lower inset shows the locations of the study area (black rectangle) relative to the HM10-11 array of hydrophones (red stars). (Upper right) Computation domain SPECFEM-2D of the two models along one profile (epicenter 1).* 124

3.15 Distribution de l'énergie acoustique, au niveau des récepteurs à 100 m au dessus du plancher océanique (cercles), pour les premières arrivées d'ondes directes, selon les 3 positions et 3 profondeurs de la source sismique. L'échelle couleur reflète l'énergie propre à chaque récepteur et normalisée par le maximum d'énergie obtenue lors des 45 simulations du modèle A (E_{MAX}). *Acoustic energy distribution of the 100 m above the seafloor receivers (circles), based on the first arrivals, for the 3 epicenter locations and the 3 hypocenter depths of the seismic source. Color scale reflects the energy associated to each receiver and normalized against the maximum energy released in the 45 simulations of the model A (E_{MAX}).* 127

3.16 Distribution de l'énergie acoustique dans le canal SOFAR, moyennée pour chaque groupe vertical de récepteurs dans la colonne d'eau (à 600, 800, 1000, 1200 et 1400 m de profondeur, cercles) selon les 3 positions et 3 profondeurs de la source sismique. L'échelle couleur reflète l'énergie propre à chaque récepteur et normalisée par le maximum d'énergie obtenue lors des 45 simulations du modèle B (S_{MAX}). *Acoustic energy distribution in the SOFAR channel, averaged over each group of vertically aligned receivers in the water layers (at 600, 800, 1000, 1200 et 1400 m depth, circles) for the 3 epicenter locations and the 3 hypocenter depths of the seismic source. Color scale reflects the energy associated to each receiver and normalized against the maximum energy released in the 45 simulations of the model B (S_{MAX}).* 128
3.17 MBA calculée par avec les données satellitaires le long de l'axe de la DMA Nord. *MBA computed from sallite data along the ridge axis of the northern MAR.* 132
3.18 Carte de la MBA haute résolution affichant le résultat de l'analyse gravimétrique réalisée avec : les calculs des anomalies gravimétriques (Chapman, 1979) et les données gavimétriques des 7 profils de l'expérience SUDACORES (ligne noir continue ; Cannat et al., 1999a). Les valeurs de MBA sont relatives. Les vallées axiales des segment North FAMOUS et FAMOUS sont représentées (du nord au sud, ligne noire pointillée). *High-resolution MBA map displays the result of the gravimetric analysis computed through : the calculation of the gravimetric anomalies (Chapman, 1979) and the gravimetric data of the seven profiles of the SUDACORES experiment (solid black line ; Cannat et al., 1999a). The MBA values are relative. The axial valleys of the North FAMOUS and FAMOUS segments are represented (from north to south, dotted line).* 134
3.19 Carte de la MBA, à partir des données de l'expérience MARINER. a) D'après les données de MBA traitées par (Paulatto et al., 2015). b) résultat de l'analyse gravimétrique haute résolution. Les valeurs de MBA sont relatives. Les vallées axiales des segment AMAR, AMAR minor North, AMAR minor South et South AMAR sont représentées (du nord au sud, igne noire pointillée). *High-resolution MBA map, MARINER experiment. a) After the MBA data computed by Paulatto et al. (2015). b) result of the gravimetric analysis high-resolution. The MBA values are relative. The axial valleys of the AMAR, AMAR minor North, AMAR minor South et South AMAR segments are represented (from north to south, dotted line).* 135

4.1 Distribution spatiale des événements hydroacoustiques (cercle rouge) de tous les catalogues de la zone MoMAR sans les séquences sismiques, et des événements télésismiques entre 1995 et 2014 (triangle blanc). Les sites hydrothermaux sont représentés (carré jaune ; grand = actif / petit = inactif). *Spatial distribution of the hydroacoustic events (red circle) of the declustered catalogues of the MoMAR array and declustered teleseismic catalogue between 1995-2014 (white triangle). The hydrothermal vents are identified (yellow square ; bigger=activ / smaller = inactiv).* 142

4.2 Distribution spatiale des événements hydroacoustiques (cercle rouge) de tous les catalogues de la zone MoMAR et SA sans les séquences sismiques, et des événements télésismiques entre 1995 et 2014 (triangle blanc). Les sites hydrothermaux sont représentés (carré jaune ; grand = actif / petit = inactif) . *Spatial distribution of the hydroacoustic events (red circle) of the declustered catalogues of the SA array and declustered teleseismic catalogue between 1995-2014 (white triangle). The hydrothermal vents are identified (yellow square ; bigger=activ / smaller = inactiv).* 143

4.3 Distribution spatiale des événements hydroacoustiques (cercle rouge) de tous les catalogues de la zone SA sans les séquences sismiques, et des événements télésismiques entre 1995 et 2014 (triangle blanc). Les sites hydrothermaux sont représentés (carré jaune ; grand = actif / petit = inactif). *Spatial distribution of the hydroacoustic events (red circle) of the declustered catalogues of the sa array and declustered teleseismic catalogue between 1995-2014 (white triangle). The hydrothermal vents are identified (yellow square ; bigger=activ / smaller = inactiv).* 144

4.4 Distribution spatiale des événements hydroacoustiques (cercle rouge) de tous les catalogues de la zone SA sans les séquences sismiques, et des événements télésismiques entre 1995 et 2014 (triangle blanc). Les sites hydrothermaux sont représentés (carré jaune ; grand = actif / petit = inactif). *Spatial distribution of the hydroacoustic events (red circle) of the declustered catalogues of the SA array and declustered teleseismic catalogue between 1995-2014 (white triangle). The hydrothermal vents are identified (yellow square ; bigger=activ / smaller = inactiv).* 145

4.5 Distribution spatiale et temporelle de la sismicité le long de l'axe de la DMA dans la zone MoMAR. De haut en bas, histogrammes du nombre d'événements par boîte de 2 km pour les catalogues complets et déclusterisés, ISC et MARCHEs (M1, M2 et M3). Distribution temporelle des événements hydroacoustiques (cercle noir) et télésismiques (cercle orange) le long de l'axe. Les zones de fractures et failles transformantes principales (ligne rouge continue), discontinuités non-transformantes (ligne rouge pointillée) et les segments sont identifiés. *Spatial and temporal distribution of the seismicity along the MAR axis in the MoMAR area. From top to bottom, histograms of the number of events in bins of 2 km for the clustered and declustered catalogues, ISC and MARCHEs (M1, M2 et M3). Time-distance distribution of the hydroacoustic events (black circle) and teleseismic (orange circle) along the axis. Main fracture zones and transform faults (red solid line), non-transform discontinuities (red dashed line) and segments are identified.* 147

4.6 Distribution spatiale et temporelle de la sismicité le long de l'axe de la DMA dans la zone MoMAR. De haut en bas, histogrammes du nombre d'événements par boîte de 2 km pour les catalogues complets et déclusterisés, ISC et HYDROMOMARs (HM10-11 et HM12-14). Distribution temporelle des événements hydroacoustiques (cercle noir) et télésismiques (cercle orange) le long de l'axe. Les zones de fractures et failles transformantes principales (ligne rouge continue), discontinuités non-transformantes (ligne rouge pointillée) et les segments sont identifiés. *Spatial and temporal distribution of the seismicity along the MAR axis in the MoMAR area. From top to bottom, histograms of the number of events in bins of 2 km for the clustered and declustered catalogues, ISC and HYDROMOMARs (HM10-11 et HM12-14). Time-distance distribution of the hydroacoustic events (black circle) and teleseismic (orange circle) along the axis. Main fracture zones and transform faults (red solid line), non-transform discontinuities (red dashed line) and segments are identified.* 148

4.7 Schéma de deux formes caractéristiques du taux de sismicité à l'échelle du segment. *Cartoon of two characteristics shapes of the seismicity rate at the segment scale.* 149

4.8 Histogramme du nombre d'événements : (Haut) télésismiques des catalogues ISC, complet et déclusterisé, dans la zone SIRENA entre 1995 et 2014. (Bas) hydroacoustiques, complet et déclusterisé, du catalogue SIRENA entre 2002 et 2003. *Histograms of the number of events : (Top) teleseismic from the clustered and declustered ISC catalogue of the SIRENA area between 1995 and 2014. (Bottom) hydroacoustic from the clustered and declustered SIRENA catalogue from 2002 to 2003.* 151

4.9 Histogramme du nombre d'événements : (Haut) télésismiques des catalogues ISC, complet et déclusterisé, dans la zone MoMAR entre 1995 et 2014. (Bas) hydroacoustiques des catalogues, complet et déclusterisé, de la zone MoMAR (SASI, M1, M2, M3, HM10-11 and HM12-14) entre 2002 et 2014. *Histograms of the number of events : (Top) teleseismic from the clustered and declustered ISC catalogue of the MoMAR area between 1995 and 2014. (Bottom) hydroacoustic from the clustered and declustered catalogues of the MoMAR area (SASI, M1, M2, M3, HM10-11 and HM12-14) from 2002 to 2014.* 152
4.10 Histogramme du nombre d'événements : (Haut) télésismiques des catalogues ISC, complet et déclusterisé, dans la zone sud-Açores, entre 1995 et 2014. (Bas) hydroacoustiques des catalogues, complet et déclusterisé, de la zone sud-Açores (SA et SASI) entre 1999 et 2003. *Histograms of the number of events : (Top) teleseismic from the clustered and declustered ISC catalogue of the South Azores area between 1995 and 2014. (Bottom) hydroacoustic from the clustered and declustered catalogues of the South Azores area (SA and SASI) from 1999 to 2003.* 153
4.11 Schéma récapitulatif de la relation entre les formes du taux de sismicité et la valeur du Δ MBA à l'échelle du segment. *Summarising cartoon of the relation between the shapes of the seismicity rate and the Δ MBA value at the segment scale.* 155
4.12 Diagrammes de la proportion de sections de chaque supersegment, associé à un mode d'accrétion. D'après Olive and Escartín (2016). Symétrique = rouge, asymétrique = bleu et indéterminé = vert. Chaque section est normalisée par la longueur totale de son supersegment. *Diagrams of the proportion of sections of each supersegment, associated with a mode of accretion. After Olive and Escartín (2016). Symetric = red, asymetric = blue and undetermined = green. Each section is normalized against the total length of its supersegment.* 159

4.13 Distribution de différents paramètres le long de l'axe, 38°N-15°N. a) Bathymétrie satellitaire. b) MBA calculé à partir des données satellitaires. c-d) Nombre d'événements par segment, normalisé sur une longueur de segment de 40 km est calculé : (c) à partir d'événements hydroacoustiques (moyenné par an). (d) à partir des événements télésismiques du catalogue ISC sur 20 ans (1995-2014), et sur 28 ans (1973-2001) pour Smith et al. (2003). e) Obliquité. La bande de couleur représente les modes d'accrétions définis par Olive and Escartín (2016) : AB mode symétrique, DB mode asymétrique et UN indéterminé. *Distribution of different parameters along the ridge axis, 38°N-15°N. a) Satellite derived bathymetry. b) MBA computed from the satellite data. c-d) Number of events by segment, normalized to a segment length of 40 km is calculated : (c) for the hydroacoustic events (mean over a year). (d) for the teleseismic events over 20 years from the ISC catalogue (1995-2014) and over 28 years (1973-2001) for Smith et al. (2003) . e) Obliquity. The colorband represents the differents modes of accretion proposed by Olive and Escartín (2016) : AB abyssal hill bearing (symmetric), DB detachment bearing (asymmetric) and UN unclassified.* 164

4.14 Schéma récapitulatif des modes d'accrétions dominant définis pour des sections de la DMA entre 15°N et 40°N. *Summarising cartoon of the dominant mode of accretion defined for MAR sections between 15°N et 40°N.* 166

4.15 Graphiques regroupant le taux de sismicité de chaque segment pour les événements du catalogue complet, déclusterisé, et les événements associés uniquement à des séquences sismiques. a)hydroacoustique (cercle) b) télésismique (triangle). En fonction de leur mode d'accrétion (Olive and Escartín, 2016) : AB mode symétrique (rouge clair), DB mode asymétrique (bleu), UN indéterminé (vert), DB-UN segments associés à ces deux modes (vert et bleu). Les segments de la zone MoMAR regroupent 2 segments définis par Olive and Escartín (2016) (rouge foncé et bord rouge clair) et 7 segments en dehors de la zone d'étude d'Olive and Escartín (2016), considérés comme symétriques (rouge foncé). La moyenne est calculée pour chaque groupes (trait de couleur) et pour l'ensemble des groupes (trait gris). *Diagrams gathering the seismicity rate of each segment for the events of the complete, declustered catalogues, and those related to clusters. a) hydroacoustic (circle) b) teleseismic (triangle) catalogues. According to its mode of seafloor accretion (Olive and Escartín, 2016) : AB abyssal hill bearing (symmetric, light red), DB detachment bearing (asymmetric, blue), UN unclassified (green), and DB-UN segments associated to these two modes(green and blue). The segments of the MoMAR area gather 2 segments defined by Olive and Escartín (2016) (dark red and border in light red) and 7 segments outside the study area of Olive and Escartín (2016), which are considered as symetric accretion (dark red). The mean is calculated for each group (color line) and all the groups (gray line).* 167

4.16 Diagrammes du taux de sismicité en fonction de l'obliquité pour chaque supersegment (orange = SA, rouge = MoMAR). Pour les catalogues complets (couleur foncée) et déclusterisés (couleur claire) : a) hydroacoustiques, et b) télésismiques. *Diagrams of the seismicity rate depending on the obliquity of each supersegment (orange = SA, red = MoMAR). For the complete (dark color) and declustered (light color) : a) hydroacoustic, and b) teleseismic catalogues.* 172

4.17 Diagrammes du taux de sismicité en fonction de l'obliquité pour chaque segment (orange = SA, rouge = MoMAR). Pour les catalogues complets et déclusterisés : a) hydroacoustiques, et b) télésismiques. Diagrammes du taux de sismicité en fonction de l'obliquité pour chaque segment caractérisé par un mode d'accrétion symétrique (jaune = SA, rouge = MoMAR). Pour les catalogues complets et déclusterisés : c) hydroacoustiques, et d) télésismiques. *Diagrams of the seismicity rate depending on the obliquity of each segment (orange = SA, red = MoMAR). For the complete and declustered : a) hydroacoustic, and b) teleseismic catalogues. Diagrams of the seismicity rate depending on the obliquity of each segment associated with a symetric mode of accretion (yellow = SA, red = MoMAR). For the complete and declustered : c) hydroacoustic, and d) teleseismic catalogues.* 174

4.18 Distribution le long de la DMA Nord des données géophysiques à grande échelle, filtre passe-bas 20 km (et 10 km). (Haut) Bathymétrie (courbe noire) et MBA (courbe bleue) à partir des données satellitaires. (Milieu et Bas) Sismicité des catalogues complets (courbe bleue) et déclusterisés (courbe noire) : (Milieu) Hydroacoustique, (Bas) Télésismique. *Geophysical data distribution along the northern MAR at long wavelength, 20 km (and 10 km) low-pass filter. (Top) Derived satellite bathymetry (black curve) and computed MBA (blue curve). (Middle and Bottom) Seismicity of the complete (blue curve) and declustered (black curve) catalogues : (Middle) Hydroacoustic, (Bottom) Teleseismic.* 178

4.19 Distribution le long de la DMA Nord des données géophysiques à grande échelle, filtre passe-bas 50 km. (Haut) Bathymétrie (courbe noire) et MBA (courbe bleue). (Bas) Sismicité des catalogues déclusterisés hydroacoustique (courbe bleue) et télésismique (courbe noire). Les failles transformantes et zones de fractures majeures sont indiquées (ligne noire continue). Limite d'influence du point chaud des Açores : Nord à 43°40′N (ligne pointillée bleue) (Goslin, 1999; Maia et al., 2007; Goslin et al., 2012). Sud à 37°12′N (Detrick et al., 1995; Parson et al., 2000; Escartin et al., 2001), proche de ∼ 200 km au sud des Açores (Simao et al., 2010), 26°30′N (Thibaud et al., 1998 ; ligne pointillée orange). Nouvelle limite sud proposée à 35°40′N (ligne pointillée rouge). *Geophysical data distribution along the northern MAR at long wavelength, 50 km low-pass filter. (Top) Bathymetry (black curve) and MBA (blue curve). (Bottom) Hydroacoustic (blue curve) and teleseismic (black curve) declustered seismicity. The major transforms and fracture zones are indicated (solid black line). Limit of the Azores hotspot influence : Northern 43° 40′ N (dashed blue line ; Goslin, 1999; Maia et al., 2007; Goslin et al., 2012). Southern at 37° 12′ N (Detrick et al., 1995; Parson et al., 2000; Escartin et al., 2001), near ∼ 200 km south of the Azores (Simao et al., 2010), 26° 30′ N (Thibaud et al., 1998 ; orange dashed line). New southern limit suggested at 35° 40′ N (red dashed line).* 181

5.1 Distribution du nombre d'événements par séquence. Les séquences à plus de 8 événements sont appelées essaim. "Break" = la limite entre les séquences (orange) et les essaims (jaune). *Distribution of the clusters size. Clusters with more than 8 events are called swarms. "Break" = the limit between the sequences (orange) and the swarms (yellow).* 186

5.2 Cartes de localisation des essaims avec au minimum 8 événements pour les sections 1 et 2 de la DMA Nord. Les couleurs différencient les événements des différents essaims. Les erreurs et mécanismes au foyer des événements sont indiqués. Les crises hydroacoustiques générées à proximité des essaims sont signalées par une étoile blanche. La carte de la MBA associée aux sections est également présentée. *Maps of the location of the swarms with at least 8 events for the sections 1 and 2 of the northern DMA. Colors distinguish the events of the different swarms. Errors and focal mechanisms of the events are indicated. Hydroacoustic crises generated in the vicinity of those swarms are highlighted with a white star. Map of the MBA of the sections is presented.* 195

5.3 Cartes de localisation des essaims avec au minimum 8 événements pour les sections 3 à 5 de la DMA Nord. Les couleurs différencient les événements des différents essaims. Les erreurs et mécanismes au foyer des événements sont indiqués. Les crises hydroacoustiques générées à proximité des essaims sont signalées par une étoile blanche. La carte de la MBA associée aux sections est également présentée. *Maps of the location of the swarms with at least 8 events for the sections 3 to 5 of the northern DMA. Colors distinguish the events of the different swarms. Errors and focal mechanisms of the events are indicated. Hydroacoustic crises generated in the vicinity of those swarms are highlighted with a white star. Map of the MBA of the sections is presented.* 197

5.4 Cartes de localisation des séquences avec au minimum 8 événements pour les sections 6 et 7 de la DMA Nord. Les couleurs différencient les événements des différents essaims. Les erreurs et mécanismes au foyer des événements sont indiqués. Les crises hydroacoustiques générées à proximité des essaims sont signalées par une étoile blanche. La carte de la MBA associée aux sections est également présentée. *Maps of the location of the swarms with at least 8 events for the sections 6 and 7 of the northern DMA. Colors distinguish the events of the different swarms. Errors and focal mechanisms of the events are indicated. Hydroacoustic crises generated in the vicinity of those swarms are highlighted with a white star. Map of the MBA of the sections is presented.* 198

5.5 Diagramme de la proportion d'événements simples, associés à une séquence, ou un swarm pour chaque supersegment. Le nombre d'événements analysé pour chaque supersegment est indiqué. Les diagrammes orangés sont réalisés avec les 34 essaims tandis que les deux diagrammes bleutés supplémentaires pour la section 1 et 7 sont calculés respectivement sans les essaims 5, 6 et 30, 33. *Diagram of the proportion of single events, events in sequences and swarms in each supersegment. Number of events analysed for each supersegment is indicated. Orangy diagrams are realised with the 34 swarms whereas the two bluish diagrams are calculated for the section 1 and 7 without the swarms 5, 6 and 30, 33, respectively.* 200

5.6 Relâchement du moment sismique total en fonction de la durée de l'essaim télésismique. 7 couleurs différentes pour les 7 sections. Les tailles des croix varient selon le nombre d'événements propre à chacun des 30 essaims. a) sur toute la durée. b) sur les premiers jours durant lesquels au moins la moitié des événements sont générés. *Total seismic moment release depending on the swarms duration. 7 different colors for the 7 sections. Crosses sized vary according to the number of events specific to each of the 30 swarms. a) all the duration. b) the first days focusing at least half of the events generated.* 202

5.7 Carte des séquences sismiques détectées par la méthode *Single Link Cluster*. Les couleurs différencient les : séquences analysées dans ce chapitre (vert), séquences déjà étudiées (Bohnenstiehl et al., 2003; Dziak et al., 2004b; Simao et al., 2010) (jaune) et celles non étudiées (en rouge). *Maps of the seismic clusters detected with a Single Link Cluster analysis. The colors distinguish the : clusters analysed in this chapter (green), clusters already studied (Bohnenstiehl et al., 2003; Dziak et al., 2004b; Simao et al., 2010) (yellow) and the clusters non studied (red).* 205

5.8 Localisation des 3 séquences sismiques de type "crise d'envergure". Les événements hydroacoustiques (cercle) et télésismiques (triangle) sont représentés. La représentation du tenseur des moments GCMT (Ekström et al., 2012) est reliée à l'événement hydroacoustique correspondant. Bathymétrie d'après Ryan et al. (2009). *Location of the 3 clusters "major crise". The hydroacoustic (circle) and teleseismic (triangle) events are represented. The full moment tensor solution GCMT (Ekström et al., 2012) is linked to the corresponding hydroacoustic event. Bathymetry after Ryan et al. (2009).* 207

5.9 Distribution temporelle des événements des séquences sismiques de type "crise d'envergure", en fonction du *Source Level* : a-b) Crise H2b & zoom c-d) Crise H2aS & zoom e-f) Crise H2a & zoom. Les événements détectés : uniquement par les AUHs (cercle noir), par les AUHs et les stations terrestres (cercle rouge) ; associés à un tenseur des moments (étoile rouge). *Source Level distribution versus time of the events of the clusters "major crises" : a-b) H2b crise & zoom c-d) H2aS crise & zoom e-f) H2a crise & zoom. The events detected by : only the AUHs (black dot), the AUHs and the land based stations (red dot) ; associated with a moment tensor (red star).* 209

5.10 (Haut) Localisation des 2 séquences télésismiques de type "crise d'envergure". Les événements télésismiques (triangle) sont représentés et la représentation du tenseur des moments GCMT (Ekström et al., 2012) est reliée à l'événement télésismique correspondant. Profil le long duquel sont projetés les événements (ligne rouge). Bathymétrie d'après Ryan et al. (2009). (Bas) Profil de migration des crises H2a et H2aS. *(Top) Location of the 2 teleseismic clusters "major crise". The teleseismic (triangle) events are represented and the full moment tensor solution GCMT (Ekström et al., 2012) is linked to the corresponding hydroacoustic event. Profil along which the events are projected (red line). Bathymetry after Ryan et al. (2009). (Bottom) Profile of migration for the H2a and H2aS crises.* . . 229

5.11 Localisation de 2 séquences sismiques en centre de segment. Les événements hydroacoustiques (cercle) et télésismiques (triangle) sont représentés. Profil le long duquel sont projetés les événements de la crise M3b (ligne rouge) a) Bathymétrie b) MBA et c) Aimantation du plancher d'après Sohn et al. (2018). d) Profil de migration de la crise M3b. *Location of 2 clusters in a segment center. The hydroacoustic (circle) and teleseismic (triangle) events are represented. Profile along which the events of the cluster M3b are projected (red line). a) Bathymetry b) MBA and c) seabed magnetization after Sohn et al. (2018). d) Profile of migration.* 235

5.12 Localisation de 2 séquences sismiques en centre de segment. Les événements hydroacoustiques (cercle) et télésismiques (triangle) sont représentés. Bathymétrie d'après Ryan et al. (2009). *Location of 2 clusters in a segment center. The hydroacoustic (circle) and teleseismic (triangle) events are represented. Bathymetry after Ryan et al. (2009).* 235

5.13 Distribution temporelle des événements des séquences sismiques, localisées en centre de segment, en fonction du *Source Level*. Les événements détectés : uniquement par les AUHs (cercle noir), par les AUHs et les stations terrestres (cercle rouge). *Source Level distribution versus time of the events of the clusters localised in segment center. The events detected by : only the AUHs (black dot), the AUHs and the land based stations (red dot).* 236

5.14 Localisation de 2 séquences sismiques en flanc de segment. Les événements hydroacoustiques (cercle) et télésismiques (triangle) sont représentés. La représentation du tenseur des moments GCMT (Ekström et al., 2012) est reliée à l'événement hydroacoustique correspondant. a) Bathymétrie b) MBA et c) Aimantation du plancher d'après Sohn et al. (2018). *Location of 2 clusters in segment flank. The hydroacoustic (circle) and teleseismic (triangle) events are represented. The full moment tensor solution GCMT (Ekström et al., 2012) is linked to the corresponding hydroacoustic event. a) Bathymetry b) MBA and c) seabed magnetization after Sohn et al. (2018).* 241

5.15 Distribution temporelle des événements des séquences sismiques, localisées en flanc de segment, en fonction du *Source Level*. Les événements détectés : uniquement par les AUHs (cercle noir), par les AUHs et les stations terrestres (cercle rouge) ; associés à un tenseur des moments (étoile rouge). *Source Level distribution versus time of the events of the clusters localised in segment flank. The events detected by : only the AUHs (black dot), the AUHs and the land based stations (red dot) ; associated with a moment tensor (red star).* 242

5.16 Localisation de 5 séquences sismiques au niveau d'un interne ou externe de segment. Les événements hydroacoustiques (cercle) et télésismiques (triangle) sont représentés. Bathymétrie d'après Ryan et al. (2009). *Location of 5 clusters in an inside or outside corner of a segment. The hydroacoustic (circle) and teleseismic (triangle) events are represented. Bathymetry after Ryan et al. (2009).* 246

5.17 Distribution temporelle des événements des séquences sismiques, localisées au niveau d'un coin interne ou externe de segment, en fonction du *Source Level*. Les événements détectés : uniquement par les AUHs (cercle noir), par les AUHs et les stations terrestres (cercle rouge). *Source Level distribution versus time of the events of the clusters localised in an inside or outside corner. The events detected by : only the AUHs (black dot), the AUHs and the land based stations (red dot).* 247
5.18 Localisation de 8 séquences sismiques au niveau d'une NTO ou d'une zone de relais. Les événements hydroacoustiques (cercle) et télésismiques (triangle) sont représentés. Bathymétrie d'après a) Ryan et al. (2009) b-c) Detrick et al. (1995); Cannat et al. (1999a). *Location of 2 clusters in a NTO or a relay zone. The hydroacoustic (circle) and teleseismic (triangle) events are represented. The full moment tensor solution GCMT (Ekström et al., 2012) is linked to the corresponding hydroacoustic event. Bathymetry after a) Ryan et al. (2009) b-c) Detrick et al. (1995); Cannat et al. (1999a).* 252
5.19 Localisation de 2 séquences sismiques au niveau de la NTO entre les segments AMAR minor South et South AMAR. Les événements hydroacoustiques (cercle) et télésismiques (triangle) sont représentés. La représentation du tenseur des moments GCMT (Ekström et al., 2012) est reliée à l'événement hydroacoustique correspondant. a) Bathymétrie b) MBA et c) Aimantation du plancher d'après Sohn et al. (2018). *Location of 2 clusters in the NTO between the segments AMAR minor South and South AMAR. The hydroacoustic (circle) and teleseismic (triangle) events are represented. The full moment tensor solution GCMT (Ekström et al., 2012) is linked to the corresponding hydroacoustic event. a) Bathymetry b) MBA and c) seabed magnetization after Sohn et al. (2018).* . . . 253
5.20 Distribution temporelle des événements des séquences sismiques, localisées au niveau de NTO ou de zone de relais, en fonction du *Source Level*. Les événements détectés : uniquement par les AUHs (cercle noir), par les AUHs et les stations terrestres (cercle rouge) ; associés à un tenseur des moments (étoile rouge). *Source Level distribution versus time of the events of the clusters localised in a NTO or a relay zone. The events detected by : only the AUHs (black dot), the AUHs and the land based stations (red dot) ; associated with a moment tensor (red star).* 255

5.21 Schéma synthétique à l'échelle de la DMA Nord, entre 15°N-55°N. Il regroupe les modes d'accrétion (Olive and Escartín, 2016), et les limites d'influence au nord (Goslin et al., 2012) et au sud (cf. chapitre précédent) du point chaud des Açores (ligne pointillée rouge). Ainsi que la distribution spatio-temporelle de l'ensemble : (A) des séquences hydroacoustiques mises en évidence le long de la DMA Nord, dans ce chapitre et les travaux précédents (Simao et al., 2010; Goslin et al., 2012) (cercles). (B) des 34 essaims télésismiques (étoiles). Les couleurs des cercles et des étoiles définissent le type de processus associé à ces séquences. *Synthetic scheme at the nothern DMA scale, between 15°N-55°N. It gathers the modes of accretion (Olive and Escartín, 2016), and the northern (Goslin et al., 2012) and southern (cf. previous chapter) limits of the Azores hot spot (red dashed line). As well as, the spatio-temporal distribution of all : (A) hydroacoustic clusters highlighted along the northern DMA, in this chapter and the previous work of (Simao et al., 2010; Goslin et al., 2012) (circles). (B) 34 teleseismic swarms (stars). The colors of the circles and the stars define the type of process according to the clusters.* 262

5.22 Schéma récapitulatif de la dynamique le long de l'axe de la DMA Nord entre 15°N-55°N. (Haut) L'activité sismique des 3 groupes de segments (MoMAR symétrique, SA symétrique et SA asymétrique) est schématisée selon : -le régime de sismique de fond, -les événements liés aux crises sismiques. Le symbole + réfère au taux de sismicité obtenue pour chacun de ces groupes et de ces catalogues (hydroacoustique, télésismique). Les dégradés de rouge de l'apport magmatique suggèrent : influence du point chaud sur l'apport magmatique et fort apport de magma caractérisé par son mode d'accrétion symétrique (rouge foncé) ; fort apport de magma caractérisé par son mode d'accrétion symétrique (rouge moyen) ; faible apport de magma caractérisé par son mode d'accrétion asymétrique (rouge clair). (Bas) L'étude grande échelle de la sismicité permet de proposer des processus d'accrétion dominant d'après les séquences sismiques, SSP (*Seafloor Spreading Process*) : magmatique (rouge), tectonique (vert) / confirmé (foncé), suggéré (clair). Les différentes limites d'influence du point chaud des Açores sont indiquées : au nord avec Goslin et al. (2012) à 43°40′N (ligne pointillée bleue), au sud avec notre suggestion à 35°40′N (ligne pointillée rouge) ; Detrick et al. (1995); Parson et al. (2000); Escartin et al. (2001) à 37°12′N et Thibaud et al. (1998) à 26°30′N (ligne pointillée orange). *Summary scheme of the dynamic along the northern DMA between 15°N-55°N. (Top) The seismic activity of the 3 groups of segment (symetric MoMAR, symetric SA, asymetric SA) is schematised according to : -the background seismicity, -the events related to the seismic crisis. The symbol + refers to the seismicity rate obtained for each group and catalogues (hydroacoustic, teleseismic). The red gradient of the magma supply suggests : hotspot influence on melt supply and strong melt supply according to the symetric mode of accretion (dark red) ; strong melt supply according to the symetric mode of accretion (middle red) ; low melt supply according to the symetric mode of accretion (light red). (Bottom) The large scale study of the seismicity could suggest dominant seafloor spreading processes (SPP) according to the seismic clusters : magmatic (red), tectonic (green) / confirmed (dark), suggested (light). The different limits of the Azores hotspot are indicated : northern with Goslin et al. (2012) at 43° 40′ N (dashed blue line), southern with our suggestion at 35° 40′ N (dashed red line) ; Detrick et al. (1995); Parson et al. (2000); Escartin et al. (2001) at 37° 12′ N and Thibaud et al. (1998) at 26° 30′ N (orange dashed line).* . . . 280

23 Cartes d'anomalies magnétiques EMAG2 (Maus et al., 2009) & swarms télésismiques. *Magnetic anomaly EMAG2 maps (Maus et al., 2009) & teleseismic swarms.* 345

24 Essaim d'août 2010 au niveau des segments North FAMOUS et FAMOUS. Comparaison des localisations télésismiques et hydroacoustiques des événements associés. En complément de Giusti et al. (2018). *The August 2010 earthquake swarm at North FAMOUS–FAMOUS segments. Comparison of teleseismic and hydroacoustic locations of the related events. In addition to Giusti et al. (2018).* . . . 351

Annexes

Annexe A : Réseaux d'hydrophones de l'Atlantique nord

South Azores 1999-2003			SIRENA 2002-2003		
Id	lat. (°N)	long. (°W)	Id	lat. (°N)	long. (°W)
mar-nw	34.5885	43.3403	sir-nw	50.5774	34.4972
mar-cw	25.4951	49.5815	sir-sw	42.7188	34.7226
mar-sw	17.7327	49.4575	sir-ne	49.8554	24.5720
mar-ne	31.8661	34.4392	sir-se	40.3366	25.3503
mar-ce	25.1529	40.8900			
mar-se	16.4667	42.7825			

MARCHE 1 2005-2006			MARCHE 2 2006-2007		
Id	lat. (°N)	long. (°W)	Id	lat. (°N)	long. (°W)
M2	39.4361	34.196	M2	39.4346	34.1961
M6	36.0213	41.947	M6	36.0213	41.9475
M7	32.5185	33.0059	M7	32.5196	33.0067
M8	36.5698	29.1482	M8	36.5733	29.145
MARCHE 3 2007-2008					
Id	lat. (°N)	long. (°W)			
M2	39.4213	34.1073			
M6	37.592	38.3598			
M7	33.4528	32.4012			
M8	36.2507	29.331			

HM 10-11 2010-2011			HM 12-14 2012-2014		
Id	lat. (°N)	long. (°W)	Id	lat. (°N)	long. (°W)
LS	37.08017	31.92017	LS	37.081	31.91933
M2	39.42133	34.10633	M2	39.42033	34.1075
M6	37.59283	38.36017	M6	37.59233	38.36283
M7	32.45283	32.45500	M7	33.452	32.39867
M8	36.2505	29.33083	M8		

Annexe B : Source acoustique des ondes T

Article de conférence & présentation orale au Congrès Français d'Acoustique (CFA, Mans 2016)

CFA/VISHNO 2016

Influence de la topographie sur la répartition d'énergie de la source acoustique des ondes T

C. Guennou, M. Giusti et J. Perrot
UBO - UMR 6538, IUEM, rue Dumont d'Urville, 29280 Plouzané, France
claude.guennou@univ-brest.fr

Lors de l'expérience HYDROBS-MOMAR 2010-2011 au sud des Açores sur la dorsale Médio-Atlantique (DMA), des hydrophones mouillés dans le canal SOFAR ont enregistré les ondes T générées par un essaim de séismes liés à une crise volcanique sous-marine. La distribution des épicentres de cette crise sismique est un élément majeur dans l'apport de nouvelles informations sur la structure de la DMA. L'épicentre du séisme assimilé au point de conversion sismo-acoustique, est localisé à partir des temps d'arrivée pointés aux maxima d'énergie spectrale observée dans le signal enregistré par les hydrophones. L'objectif de cette étude est d'analyser la distribution de l'énergie aux points de conversion avoisinant l'épicentre, en fonction de l'influence de la bathymétrie très contrastée au niveau de la DMA, ainsi que l'influence de la profondeur des séismes. Nous utilisons le logiciel SPECFEM 2D pour simuler l'énergie émise immédiatement après la conversion entre la croûte océanique et l'eau. Les résultats démontrent que l'influence de la profondeur des séismes sur la conversion des ondes est plus importante que celle de la bathymétrie avec un maximum d'énergie qui peut être décalé dans un rayon de 5 km par rapport à l'épicentre avec les paramètres que nous avons utilisés.

1 Introduction

Lorsqu'un séisme a lieu dans la croûte océanique, une partie des ondes sismiques produites se convertissent en ondes acoustiques de basses fréquences (0 - 40Hz) à l'interface croûte/océan. Les ondes T ou « Tertiary waves » se propagent alors dans l'océan sur de longues distances (jusqu'à plus de 1000 km) guidées par le canal SOFAR (SOund Fixing And Ranging) dont les propriétés (salinité, température et pression) sont telles que l'atténuation y est très faible.

L'utilisation d'hydrophones autonomes depuis 1991 par le Pacific Marine Environmental Laboratory (PMEL) dans le cadre de la surveillance de l'activité des dorsales a ouvert la voix à l'étude des ondes T (génération, propagation) qui soulèvent encore aujourd'hui de nombreuses questions. Le phénomène des ondes T est définit clairement pour la première fois après la seconde Guerre Mondiale [1] puis différents modèles de production des ondes T ont été établis [2]. Certains ont une approche géométrique en se basant sur la théorie des raies et portent sur la conversion sismo-acoustique au niveau d'une pente ; le phénomène de « downslope conversion » [3]. D'autres ont une approche physique pour expliquer la génération d'ondes T dans des zones abyssales ; le phénomène de « T-phase paradox » et portent sur le phénomène de diffusion d'un sol rugueux [4]. La localisation de la source acoustique des ondes T assimilée à l'épicentre du séisme, nécessite au minimum 3 hydrophones. Un hydrophone supplémentaire est requis pour calculer le temps d'origine de la source acoustique et son erreur de localisation qui est de l'ordre de 2 km en latitude et 3 km en longitude [5]. Le logiciel SEAS [5] est utilisé pour pointer le temps d'arrivée du maximum d'énergie sur le spectre des ondes T. La localisation des épicentres avec un réseau d'hydrophones est plus précise que celle obtenue par les réseaux sismologiques terrestres [6].

Les 5 hydrophones du réseau HYDROBS-MOMAR 2010-2011, mouillés dans le canal SOFAR, suivent l'activité sismique de la dorsale Médio-Atlantique au sud des Açores [7, 8]. Un essaim de plus de 700 séismes a été enregistré le 13 août 2010, 350 kilomètres en dessous de l'archipel des Açores. La distribution spatiale des séismes s'étend sur 70 km de part et d'autre d'une discontinuité géologique (figure 1) et la moitié des épicentres sont concentrés au voisinage d'un haut topographique. Notre objectif est de savoir si cette concentration pourrait être liée à l'effet de la topographie de l'interface qui se situe au-dessus des séismes. Pour cela, nous simulons la distribution spatiale de l'énergie convertie à l'interface croûte/eau autour de l'épicentre en tenant compte de la bathymétrie réelle de la zone.

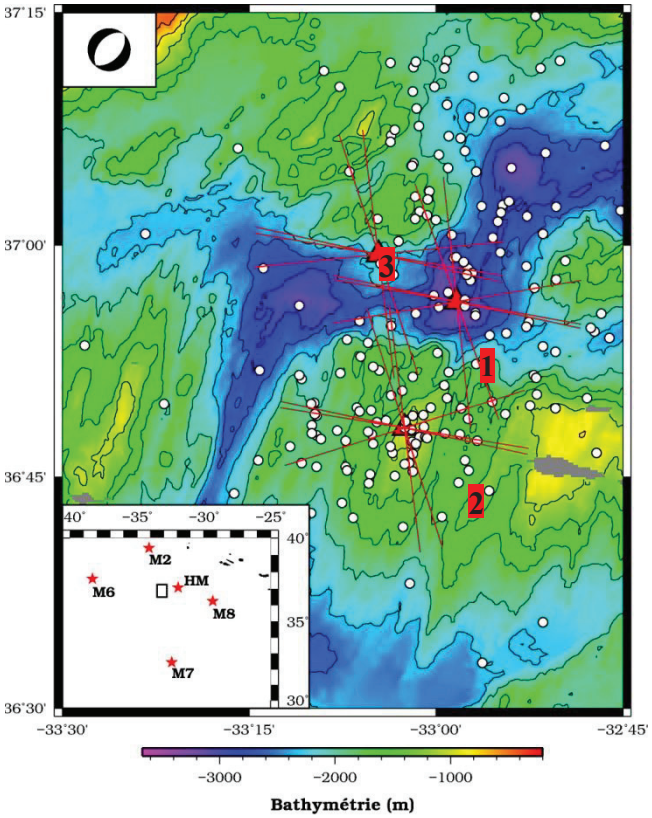


Figure 1 : Carte bathymétrique d'une section de la dorsale Médio-Atlantique. Les 3 localisations choisies (1, 2 et 3) de la même source sismique correspondent aux triangles rouges. Les rayons associés représentent les profils bathymétriques choisis dans la direction des 5 hydrophones. Les séismes détectés par au moins 4 hydrophones (étoiles rouges dans l'encart bas) et dont erreur de localisation est inférieure à 2 km sont symbolisés par les cercles blancs. Le symbole du mécanisme au foyer utilisé, type faille normale, est visible dans l'encart haut.

Différentes méthodes numériques existent pour calculer la propagation des ondes. Le code SPECFEM2D (SPECtral Finite Element Method 2D) permet de décrire des interfaces quelconques et a été utilisé par Jamet et al. [9, 10] dans un contexte similaire. Nous avons donc simulé la propagation d'une onde sismique convertie le long de profils bathymétriques (figure 1) pour 3 profondeurs et 3 localisations de l'épicentre d'une même source sismique en utilisant le code SPECFEM2D. La figure 1 situe les 3

localisations choisies et présente le mécanisme au foyer de la source sismique.

Après avoir présenté les simulations réalisées par le code SPECFEM2D, nous discutons les résultats obtenus sur la distribution spatiale de l'énergie en fonction de la profondeur de la source et de la bathymétrie environnante.

2 Méthodologie

Le code SPECFEM2D [11], accessible en open source, est fondé sur la méthode des éléments finis spectraux. Il calcule la propagation des ondes dans les milieux solide et fluide, permettant de calculer les ondes T de leur génération dans la croûte océanique jusqu'à leur réception dans le canal SOFAR en considérant la phase de conversion des ondes à l'interface. La source sismique est prise en compte par son tenseur des moments, définissant le mécanisme au foyer choisi.

Le code SPECFEM2D requiert cinq types de données : les dimensions du domaine de calcul et ses conditions aux limites, les paramètres physiques des milieux, la localisation et le mécanisme au foyer de la source sismique, le positionnement des stations réceptrices et les paramètres numériques pour la discrétisation spatiale et temporelle du domaine de calcul.

Le domaine de calcul (x, z) est une boîte de 30 km sur 10 km. La dimension horizontale de 30 km permet d'observer la distribution d'énergie de la source acoustique des ondes T sur un rayon de 15 km autour de son épicentre. Le domaine de calcul est composé de deux milieux, un milieu fluide et un milieu solide, séparés par une interface. Le milieu supérieur fluide modélise l'eau de mer tandis que le milieu inférieur solide modélise la croûte océanique. Les conditions aux limites sont de deux types, une surface libre à la limite supérieure de la couche d'eau de mer et des bords absorbants sur les limites latérales et inférieures de la croûte océanique. La surface libre représente l'interface océan/atmosphère (la pression y est nulle), elle réfléchit les ondes. Les bords absorbants empêchent les réflexions indésirables. Ils ne constituent pas de frontières physiques du milieu modélisé. Les données des profils bathymétriques de chaque cas définissent l'interface croûte/eau. Elles ont été acquises lors d'une campagne en mer [12] avec une résolution 300 m.

Dans toutes les simulations, les propriétés physiques des deux couches en présence sont répertoriées dans le Tableau 1. La vitesse et la densité de l'eau de mer et de la croûte océaniques sont des références standards. Les paramètres Vp, αp et Vs, αs caractérisent respectivement les vitesses et atténuations des ondes P et S.

Tableau 1 : Paramètres physiques

	Densité (kg/m^3)	**Vp (m.s^{-1}) / αp (dB)**	**Vs (m.s^{-1}) / αs (dB)**
Fluide	1020	1500	-
Solide	2750	5000 / 0.1	2887 / 0.2

Dans toutes les simulations, la position horizontale de la source sismique est centrée, par contre sa profondeur ou sa distance verticale à l'interface est variable (2, 3 et 4 km). Ces valeurs de profondeur sont choisies au regard de l'épaisseur possible de la croûte au niveau du segment de dorsale où a eu lieu la crise volcano-tectonique étudiée. Le tenseur des moments représentatif du mécanisme au foyer de la source est présenté dans sa base locale (1). Son expression change en fonction du profil considéré et est donc réexprimé dans la base (x, z) de la boîte de calcul. Seules les composantes Mxx, Mzz, Mxz et Mzx du tenseur des moments sont retenues par code SPECFEM2D qui réalise le calcul dans le plan (x, z).

$$\bar{\bar{M}} = \begin{pmatrix} -1180 & -104 & 15 \\ -104 & 508 & 586 \\ 15 & 586 & 668 \end{pmatrix}_{(\overrightarrow{haut},\overrightarrow{sud},\overrightarrow{est})} \quad N.m \qquad (1)$$

Ce tenseur des moments est représentatif d'un mécanisme au foyer en faille normale, typique des sources sismiques de la DMA. Il a été déterminé pour un des séismes de la crise ayant une magnitude suffisamment importante pour déterminer le tenseur des moments à l'aide des réseaux sismologiques mondiaux (calcul par le catalogue mondial CMT, Global Centroid Moment Tensor Project, www.globalcmt.org). Les équations différentielles d'ondes élastiques pour un milieu solide et d'ondes acoustiques pour un milieu fluide incompressible, sont résolues numériquement par l'intégration par partie sur l'ensemble des éléments spectraux.

Le signal temporel de la source, dans toutes les simulations, est une gaussienne, dont la forme s'approche fortement de la fonction triangle, fonction le plus représentatif d'un évènement sismique. Sa fréquence dominante est de 10 Hz, fréquence centrale de la bande de fréquence des signaux sismiques [9, 10]. Les calculs sont réalisés pour 3 localisations de l'épicentre de la source sismique. Les coordonnées de ces 3 localisations, situées sur la figure 1, sont données dans le tableau 2. L'épicentre 1 se situe au fond d'une vallée axiale, l'épicentre 2 sur un haut topographique et l'épicentre 3 dans une zone de transition, limitrophe entre le fond de la vallée et le haut topographique.

Tableau 2 : Coordonnées des 3 épicentres choisis

Epicentre	**Latitude (°)**	**Longitude (°)**
1	36.939	-32.972
2	36.803	-33.042
3	36.990	-33.077

Dans toutes les simulations, les récepteurs sont positionnés régulièrement tous les kilomètres le long de l'interface et leur distance verticale avec celle-ci est de 100 m. Ils sont au nombre de 29 pour couvrir la totalité de la dimension horizontale du domaine.

La discrétisation spatiale du domaine diffère selon la simulation. L'estimation du nombre d'éléments spectraux, nécessaires aux conditions de stabilité et de précision du calcul, est basée sur les recommandations des auteurs du code. Le nombre d'éléments n'excèdent pas 800 dans la direction x et 200 dans la direction z. Le code suggère aussi la valeur du pas de temps à préciser, il dépend de la discrétisation spatiale et des vitesses de propagation choisies. Il est de l'ordre de 10^{-4} s. Nos simulations ont été lancées sur 6s afin d'obtenir l'arrivée de l'onde directe sur tous les récepteurs. Le calcul d'une simulation (3 épicentres, 3 profondeurs, 5 profils soit 45 simulations au

total) se déroule en moyenne en 35 minutes.

3 Résultats

3.1 Propagation du signal

La figure 2 montre la propagation du signal à 4 instants différents pour un cas parmi les 45 simulations. Quelque soit le cas considéré, on peut observer le diagramme de radiation en ondes P de la source sismique: elle génère des ondes P principalement dans la direction verticale (figure 2a). Pour tous les cas, on observe aussi 5 ondes P : l'onde P directe dans la croûte (figure 2b, 1), l'onde P directe dans l'eau qui se réfléchit à la surface de l'eau (figure 2b, 2), l'onde P réfléchie à l'interface (figure 2b, 3), l'onde S convertie en onde P à l'interface, onde notée SP (figure 2b, 4) et l'onde S réfléchie à l'interface convertit en onde P (figure 2b, 5). Les images suivantes (figure 2c et 2d) permettent d'observer la multiplication des réflexions sur les limites de la couche d'eau entraînant une propagation horizontale des ondes acoustiques vers les bords externes du modèle.

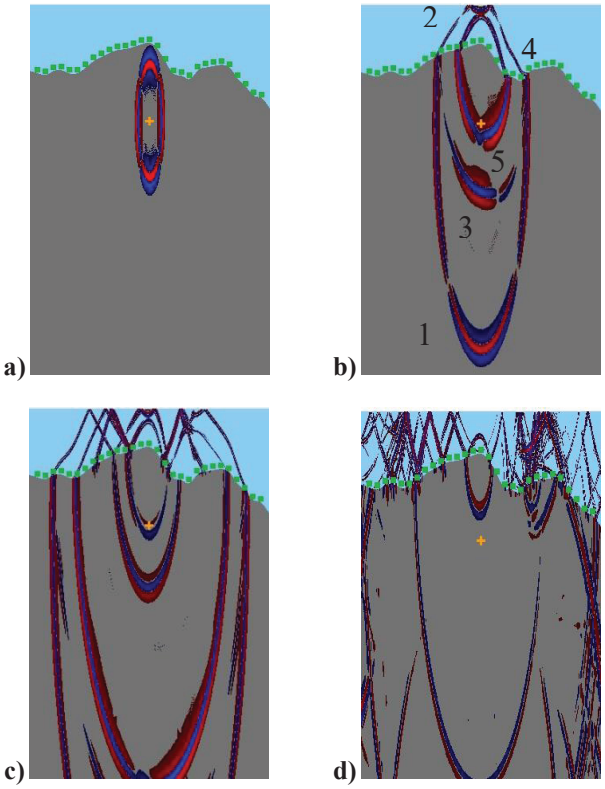


Figure 2 : Propagation du signal pour la localisation 2 de l'épicentre de la source à 2 km de profondeur dans le plan du profil M2. a, b, c et d sont les images associées respectivement au temps, t=0.4 s, 1.3 s, 2.5 s et 5.9 s. La couche grise et la bleue sont respectivement la croûte et l'eau ; la croix jaune situe la source et les carrés verts montrent la position des récepteurs. Les fronts d'onde bleus sont les zones de décompression et les rouges, les zones soumises à une compression.

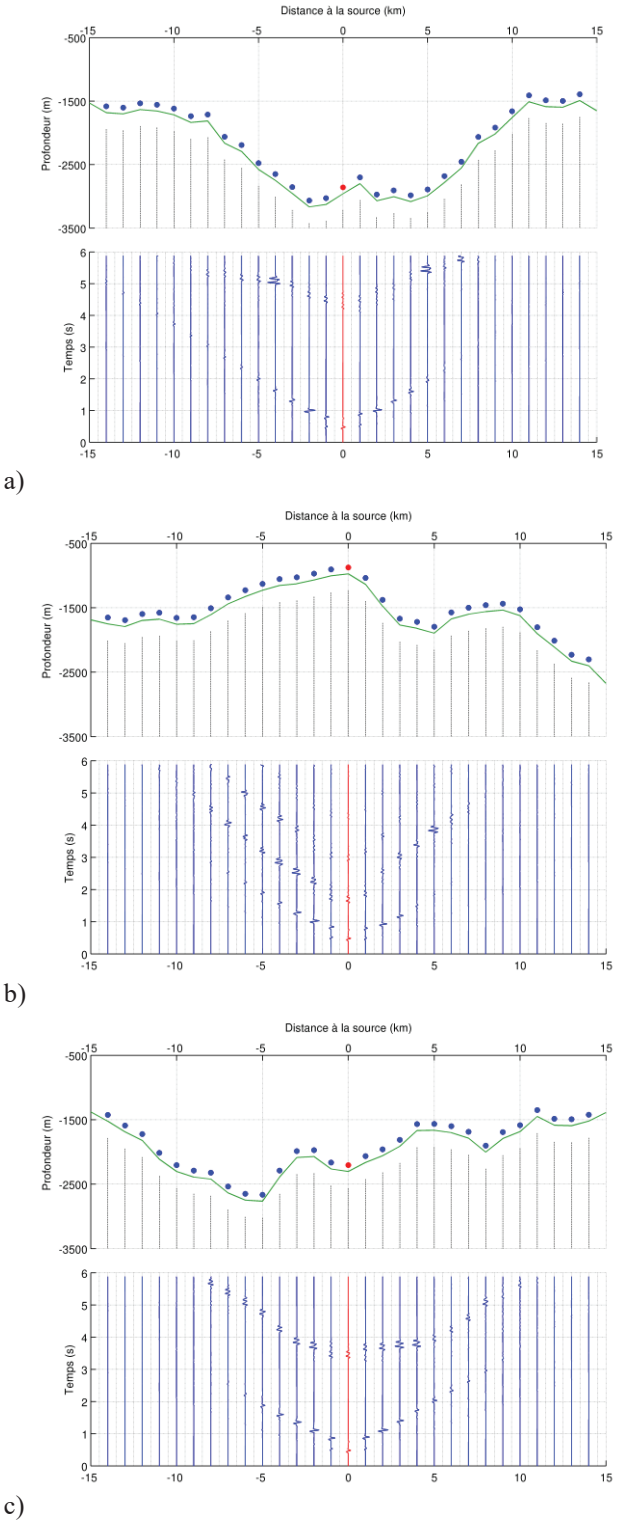


Figure 3 : Profils bathymétriques dans la direction M2 associés aux signaux correspondant pour les 3 localisations de l'hypocentre à 2 km de profondeur, a) sous la vallée axiale, b) sous le haut topographique et c) sous la zone de transition. Signaux normalisés par rapport au maximum d'énergie libéré au cours des 45 simulations.

La figure 3 montre les signaux temporels recueillis en chacun des récepteurs pour un hypocentre à 2 km, selon le profil bathymétrique dans la direction M2 et pour les 3 localisations choisies. Ces signaux sont normalisés par rapport au maximum d'énergie généré au cours des 45 simulations. On constate que le profil associé à la localisation 2 (figure 3b) a une bathymétrie moins variée

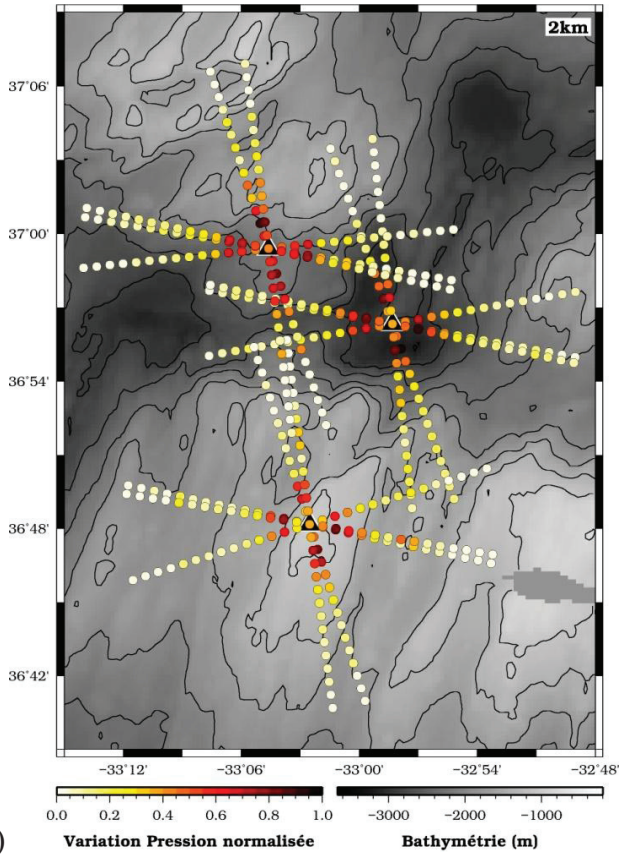
dans un rayon de 10 km par rapport à l'épicentre, alors que les 2 autres profils (figure 3a et 3c) ont des variations de dénivelé de plus de 500 m.

La première arrivée correspond à l'arrivée des ondes P transmises, la seconde arrivée aux ondes SP. Les arrivées suivantes sont celles des ondes réfléchies à la surface de l'eau. En se basant sur le signal du récepteur à la verticale de la source, on trouve des temps d'arrivées en accord avec le modèle de vitesse utilisé.

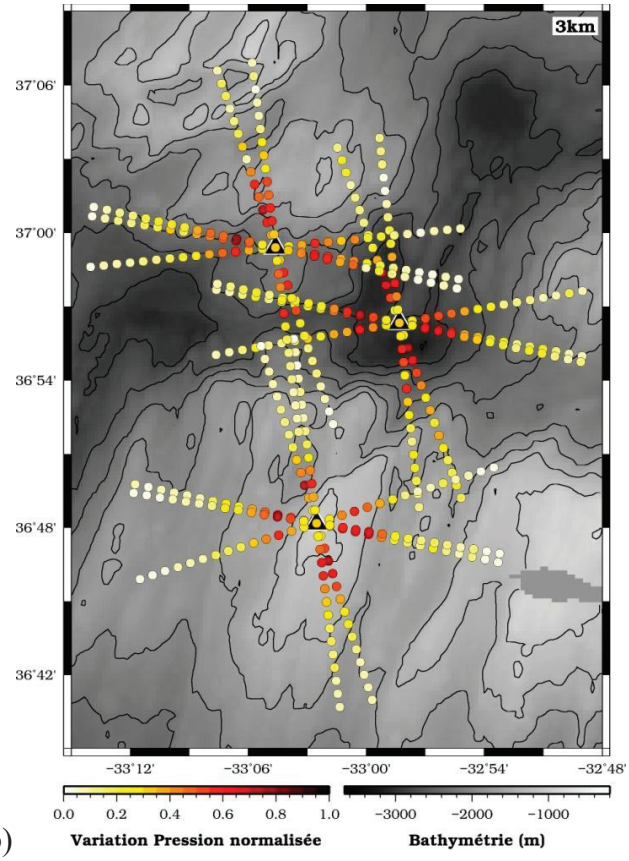
Dans tous les résultats (figure 3), au récepteur à la verticale de la source, l'amplitude de l'onde P directe est plus importante que celle de l'onde SP, ce qui n'est pas le cas pour les autres stations environnantes de l'épicentre. Ceci s'explique par le fait que le mécanisme au foyer d'une faille normale génère dans les directions quasi verticales, des ondes P de fortes amplitudes et des ondes S de faibles amplitudes, et inversement dans les directions avoisinant les 45° avec la verticale. De plus, on remarque que la forme des ondes réfléchies ne correspond pas à la forme attendue, soit l'inverse des ondes directes. Cela est du à la position des récepteurs proche de l'interface, qui reçoivent l'onde P réfléchie à la surface de l'eau et, très peu de temps après sa réfléchie à l'interface croûte/eau, modifiant la forme de l'onde.

3.2 Distribution des maxima d'énergie de la source acoustique

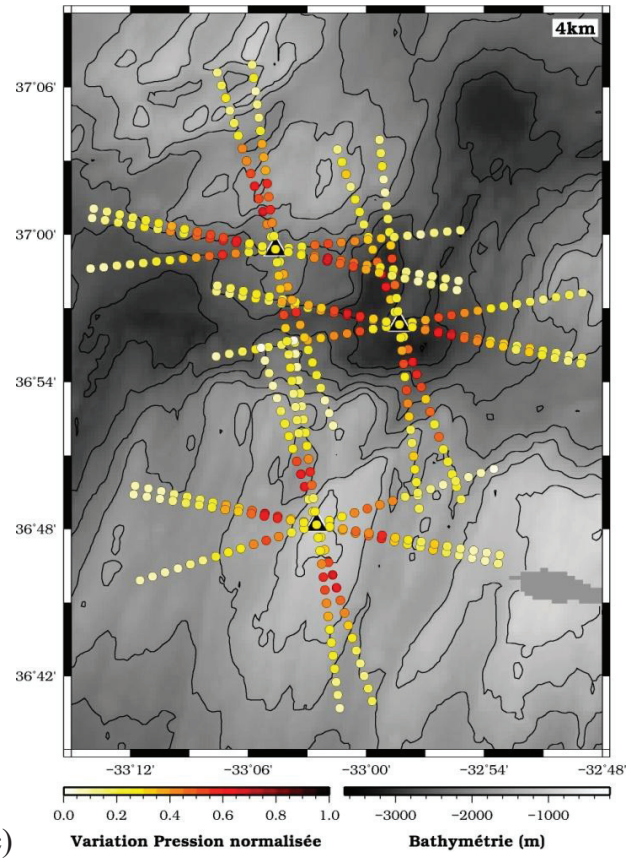
Nous intéressant à la source acoustique des ondes T, nous étudions uniquement les ondes directes (figure 2b, 2 et 4) en ignorant les ondes réfléchies aux limites de la couche d'eau. La figure 4 rassemble les résultats des 45 simulations en présentant en chacun des récepteurs le maximum d'énergie du signal de ces ondes directes.



a)



b)



c)

Figure 4 : Distribution de l'énergie maximale des signaux selon les 3 positions et 3 profondeurs de la source sismique donnée. a) Les hypocentres à 2 km de profondeur, b) à 3 km de profondeur et c) à 4 km de profondeur.

En chaque récepteur l'énergie maximum des ondes directes a été normalisée par rapport au maximum des maxima d'énergie pour les 45 simulations.

On remarque que le maximum des maxima d'énergie est généré par la source sous la vallée axiale, à 2 km de l'épicentre (figure 4a). Dans toutes les simulations, le maximum du signal des ondes directes n'est jamais localisé à l'épicentre du séisme, il provient des ondes SP.

La figure 4 donne une vision globale de l'influence d'une part de la profondeur de la source sismique et d'autre part de la bathymétrie environnante sur les signaux reçus des ondes directes. Quelque soit la localisation de la source et le profil considéré (figure 4a, b et c), on remarque que l'énergie des signaux recueillis aux récepteurs est d'autant plus faible que la source est profonde. De plus, les variations des maxima d'énergie se font sur une plus courte distance pour les hypocentres superficiels (figure 4a) que pour ceux plus profonds (figure 4b et 4c). Ces observations sont conformes avec l'atténuation géométrique des ondes sismiques.

De plus, on constate que pour un hypocentre à 2 km de profondeur (figure 4a) les maxima d'énergie sont observés dans un rayon de 2 km autour de l'épicentre et que l'énergie reçue par les récepteurs dans un rayon de plus de 9 km est nulle. Lorsque la profondeur de la source augmente, les maxima d'énergie sont relevés à des récepteurs plus éloignés de l'épicentre, dans un rayon de 5 km pour un hypocentre à 4 km (figure 4c). A partir d'une profondeur de 3 km (figure 4b et 4c), l'énergie est présente au niveau de tous les récepteurs. Dans le cas de ce mécanisme au foyer, l'enfouissement de l'hypocentre semble favoriser l'étalement de la source acoustique des ondes T, les récepteurs lointains captant d'autant plus d'énergie que la source sismique est profonde. L'enfouissement de l'hypocentre semble aussi favoriser l'éloignement du maximum d'énergie de l'épicentre du séisme.

Pour tous les types d'interfaces et de profondeurs, on observe un schéma de distribution d'énergie similaire (figure 4a, 4b et 4c) nous amenant à penser que la bathymétrie a peu d'influence sur la distribution d'énergie des ondes directes. Ponctuellement, la distribution d'énergie montre des variations de 50 % d'un récepteur à l'autre, soit sur une distance de 1 km de profil. On le remarque par exemple, pour la localisation 1, à 3 km de profondeur et le récepteur à 5 km de l'épicentre (figure 4b), ou pour la même localisation, à 4 km de profondeur pour un des récepteurs à 5 et 9 km de l'épicentre (figure 4c).

4 Discussion

Nos résultats ont montré que la profondeur de la source a plus d'influence sur l'énergie du signal que la bathymétrie, qui a un effet plus localisé sur les maxima d'énergie des ondes directes. De manière générale, l'éloignement des maxima d'énergie de l'épicentre avec l'augmentation de la profondeur a été relevé, jusqu'à 5 km autour de l'épicentre pour un hypocentre à 4 km. Toutefois, dans le cas d'une crise purement tectonique, l'hypocentre peut être plus profond. Des simulations pour une source à 5, 6, 7 et 8 km de profondeur permettraient de compléter notre étude et d'avoir une meilleure idée sur l'étendue de la distribution des maxima d'énergie au niveau de l'interface.

De plus, nos résultats ont été acquis pour un certain type de mécanisme au foyer, celui d'une faille normale. Nous ne pouvons donc pas les généraliser. Il est remarquable de noter que dans le cas d'une simulation avec ce mécanisme au foyer et des bathymétries variées le maximum d'énergie des signaux n'est pas à la verticale de la source mais dans un rayon de l'ordre de 2 km, si celle-ci est superficielle (hypocentre à 2 km). Ces maxima sont produits par les ondes SP, ce qui rejoint les résultats de Balanche et al. [13, 14]. Les mécanismes de failles décrochantes peuvent aussi être présents au niveau des dorsales. Dans ce cas, ce sont les ondes S qui sont générées dans les directions à la verticale de la source sismique et les ondes P dans les directions aux environs des 45° avec la verticale. Il serait donc intéressant d'étudier l'effet de ce deuxième mécanisme sur la répartition des maxima autour de la source et de se rapprocher du travail de Park et al. [15] qui ont montré l'influence significative du mécanisme au foyer sur l'excitation des ondes T. L'étude de différents mécanisme au foyer nous permettrait aussi de savoir si le maxima d'énergie sont toujours portés par les ondes SP.

La question que l'on se pose porte aussi sur la définition qu'englobe la notion de source acoustique des ondes T. (1) Les géophysiciens assimilent la source acoustique des ondes T au point de conversion des ondes sismo-acoustiques. Or, on constate que cette conversion a lieu sur une zone pouvant atteindre plusieurs kilomètres carrés. Peut-on alors parler de point de conversion ? Oui, à l'échelle des distances parcourues par les ondes T qui peuvent être de plusieurs milliers de kilomètres. Mais qu'en est il à l'échelle de la source sismique qui elle est toujours considérée ponctuelle ? (2) Avant la phase de propagation horizontale des ondes T dans le canal SOFAR, il y a une phase de multiples réflexions des ondes acoustiques dans la couche d'eau qui n'a pas été prise en compte dans notre étude. Il serait intéressant de réaliser des simulations complémentaires en positionnant les récepteurs dans l'axe du canal SOFAR, ce qui nous permettrait de voir comment les multiples réflexions interfèrent pour créer l'onde T qui se propagera horizontalement dans le canal SOFAR. L'interférence des ondes entre elles dans la couche d'eau participerait à la création de l'onde T avant sa propagation horizontale dans le canal SOFAR.

5 Conclusion

Notre travail utilise les données de la crise sismique du 13 août 2010. La distribution d'énergie de la source acoustique des ondes T a été simulée pour un même mécanisme au foyer typique de la crise sismique. Des profils bathymétriques réels ont été pris en compte et la source sismique a été positionnée en 3 lieux à la bathymétrie variée et en 3 profondeurs. Les résultats majeurs de ces simulations montrent que la profondeur de la source a plus d'influence que la bathymétrie sur la répartition des maxima d'énergie de la source acoustique. Pour un mécanisme au foyer de type faille normale, le maxima d'énergie toujours produit par les ondes SP, n'est jamais relevé à la verticale de la source. Pour un mécanisme au foyer de type faille normale, les maxima sont produits par les ondes SP. De plus, lorsque la profondeur de l'hypocentre augmente, les maxima d'énergie s'éloignent de l'épicentre, jusqu'à 5 km pour un hypocentre à 4 km de profondeur.

Pour les sources superficielles (2 km de profondeur) le décalage entre l'épicentre de la source sismique et le maximum d'énergie de la source acoustique est de l'ordre de l'ordre de 3 km. Il se situe à la limite de la marge d'erreur de la localisation des épicentres par le pointage des

maxima d'énergie des ondes T. Ceci n'est pas le cas pour les sources profondes.

Notre étude ayant montré que la bathymétrie ayant peu d'influence sur la répartition des maxima d'énergie, alors la concentration des séismes constatée lors de la crise sismique étudiée, est étrangère à l'existence du haut topographique. Ce qui est pour les géophysiciens, un résultat majeur pour la compréhension des processus d'accrétion de cette zone de la DMA.

Remerciements

Ce travail s'inscrit dans le cadre d'une thèse cofinancée par le « Laboratoire d'Excellence » LabexMER (ANR10-LABX-19) et la région Bretagne.

Notre étude poursuit les travaux initiés en 2015 par Ali Ameziane AHMED SAÏD, étudiant en stage de master dans notre Laboratoire Domaines Océaniques.

Références

[1] L. Tolstoy, W. M. Ewing, The T-phase of shallow focus earthquakes, *Bulletin of Seismological Society of America*, **40**, 25–51 (1950).

[2] E. A. Okal, The generation of T-waves by earthquakes, *Advances in Geophysics*, **49**, 1–65 (2008).

[3] R. H. Johnson., J. Northrop, R. Eppley, Sources of Pacific T-phases, *Journal of Geophysical Research*, **68**, 4251–4260 (1963).

[4] C. D. de Groot-Hedlin, J. A. Orcutt, Synthesis of earthquake-generated T-waves, *Geophysical Research Letters*, **26**, 1227– 1230 (1999).

[5] C. G. Fox, H. Matsumoto, T.-K. A. Lau, Monitoring Pacific Ocean seismicity from an autonomous hydrophone array, *Journal of Geophysical Research*, **106**, 4183-4206 (2001).

[6] J. Pan, A. M. Dziewonski, Comparison of mid-oceanic earthquake epicentral differences of travel time, centroid locations, and those determined by autonomous underwater hydrophone array, *Journal of Geophysical Research*, **110**, B07302, doi: 10.1029/2003JB002785 (2005).

[7] J. Perrot, HYDROBS-MOMAR 2010 cruise, RV Le Suroît, http://dx.doi.org/10.17600/10020050 (2010).

[8] J. Perrot, HYDROBS-MOMAR 2011 cruise, RV Le Suroît, http://dx.doi.org/10.17600/11020050 (2011).

[9] G. Jamet, Modélisation d'ondes sismo-acoustiques par la méthode des éléments spectraux. Application à un séisme dans l'Atlantique Nord. Ph.D. thesis, Université de Bretagne occidentale – Brest (2014).

[10] G. Jamet, C. Guennou, L. Guillon, C. Mazoyer, J.-Y. Royer, T-wave generation and propagation: a comparison between data and spectral element modeling, *Journal of the Acoustical Society of America*, **134**, 3376. ISSN 00014966, doi: 10.1121/1.4818902 (2013).

[11] J. Tromp, D. Komatitsch, and Q. Liu, Spectral-element and adjoint methods in seismology, *Communications in Computational Physics*, **3**, 1–32 (2008).

[12] M. Cannat, A. Briais, C. Deplus, J. Escartin, J. Georgen, J. Lin, S. Mercouriev, C. Meyzen, M. Muller, G. Pouliquen, A. Rabain and P. da Silva, Mid-Atlantic Ridge–Azores hotspot interactions: along-axis migration of a hotspot-derived event of enhanced magmatism 10 to 3 Ma ago, *Earth and Planetary Science Letters*, **173**, 3, 257-269 (1999).

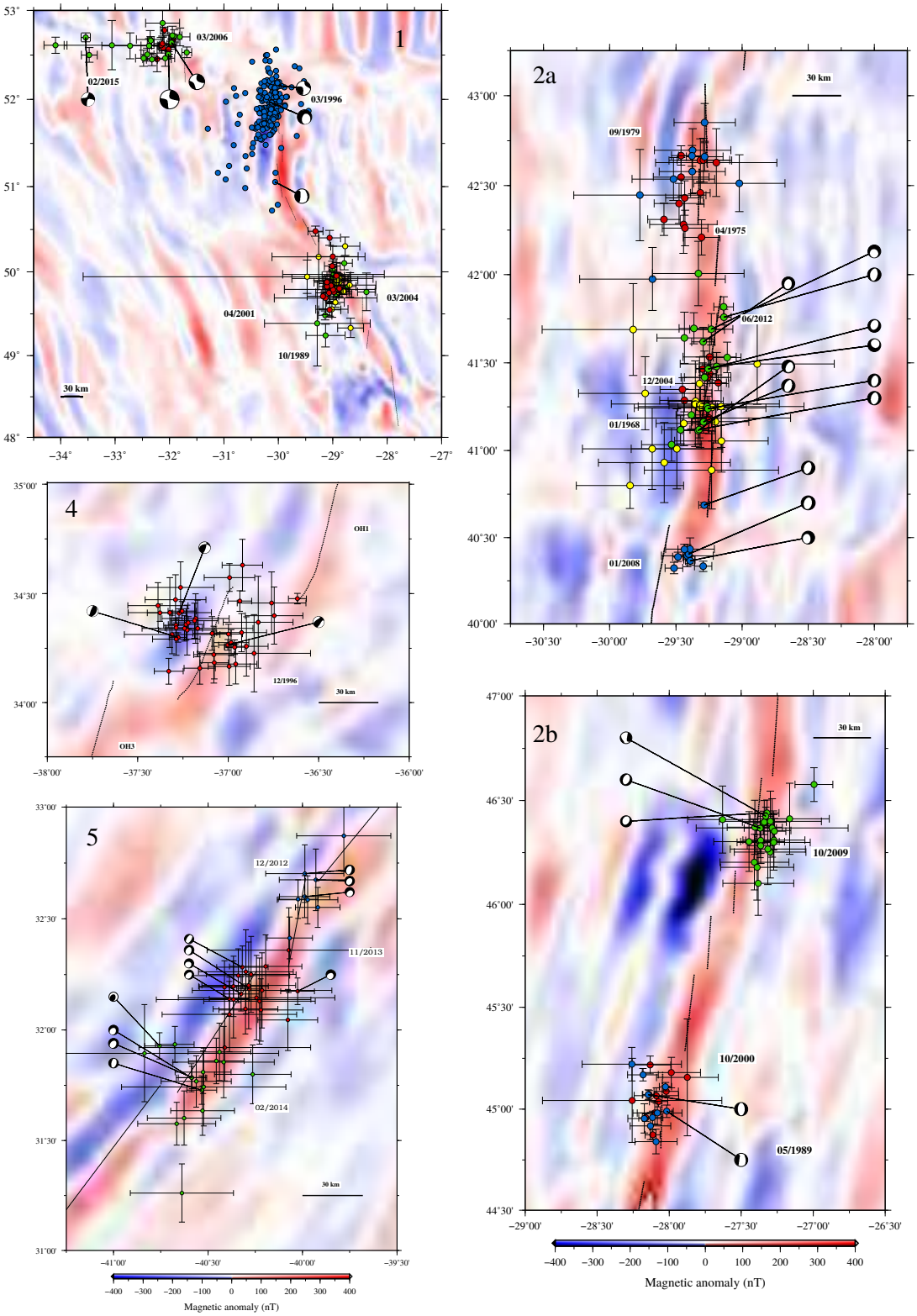
[13] A. Balanche, Conversion sismo-acoustique au passage du fond océanique. Ph.D. thesis, Université de Bretagne occidentale – Brest (2009).

[14] A. Balanche, C. Guennou, J. Goslin, C. Mazoyer, Generation of hydroacoustic signals by oceanic subseafloor earthquakes: a mechanical model, *Geophysical. Journal International*, **177**, 476-480 (2009).

[15] M. Park, R. I. Odom, D. J. Soukup, Modal scattering: A key to understanding oceanic T-waves, *Geophysical Research Letters*, **28**, 3401–3404 (2001).

Annexe C : Séquences sismiques & cartes complémentaires

C1- Cartes complémentaires des crises télésismiques



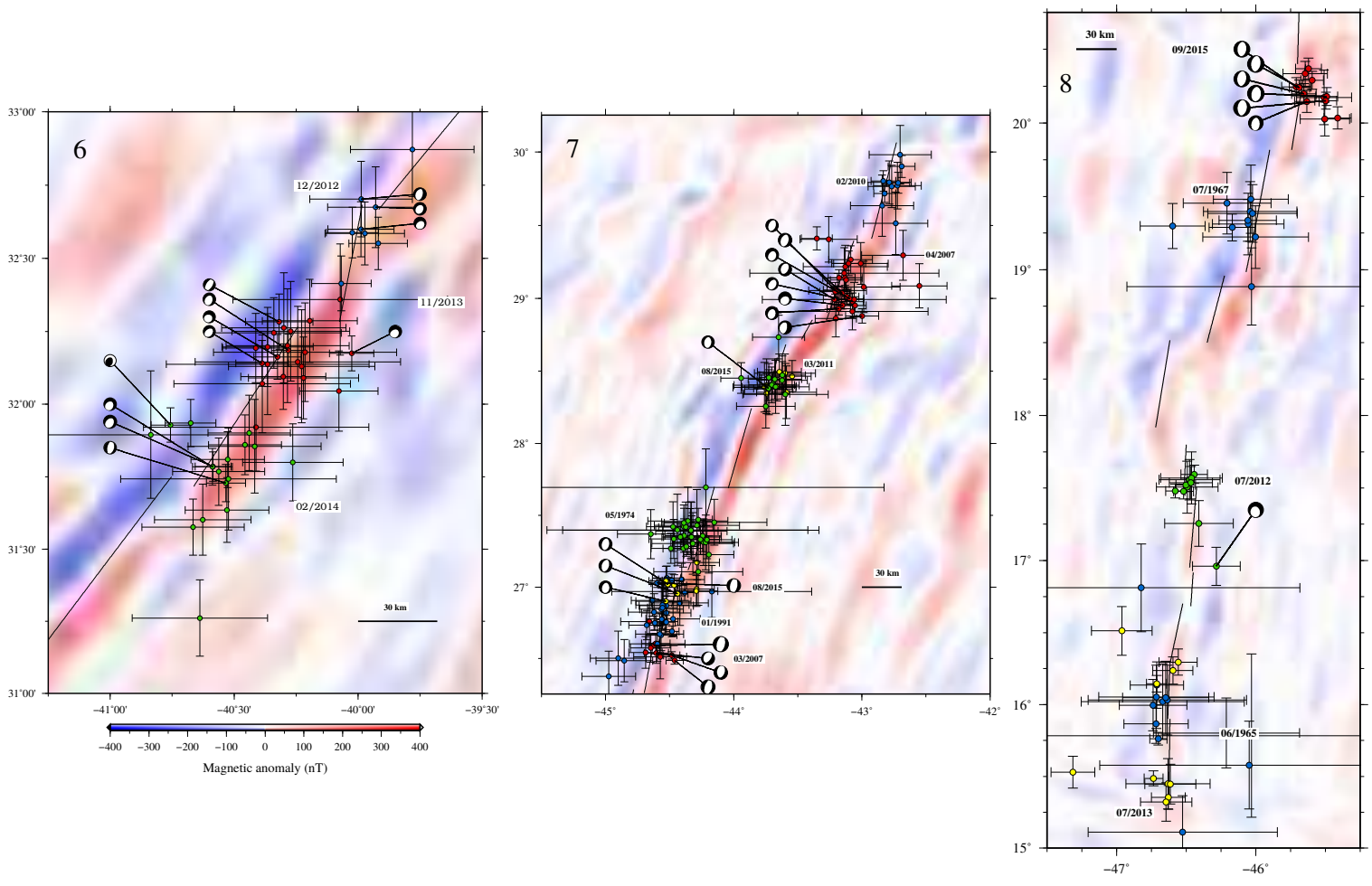


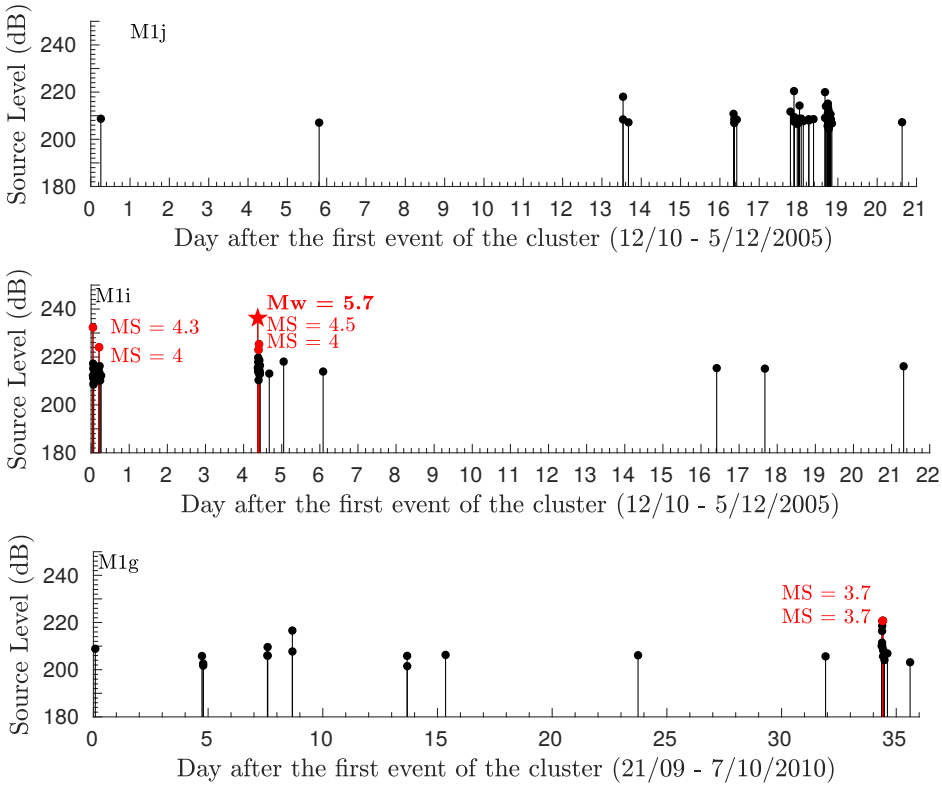
FIGURE 23 – Cartes d'anomalies magnétiques EMAG2 (Maus et al., 2009) & swarms télésismiques.
Magnetic anomaly EMAG2 maps (Maus et al., 2009) & teleseismic swarms.

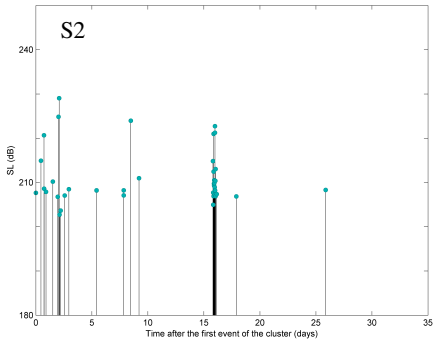
C2- Séquences sismiques non-analysées de la zone SA

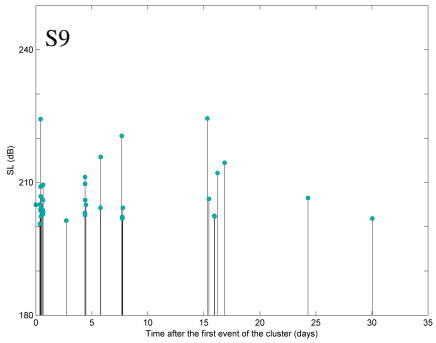
Au vu de la distribution temporelle des séquences, on suggère des processus d'accrétion (SPP = *Seafloor Spreading Process*). pour ces séquences : T pour tectonique, M pour magmatique et I pour indéterminé.

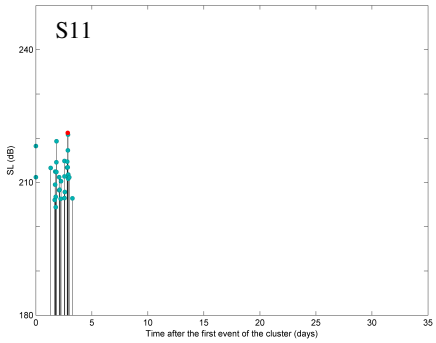
Id	Date Durée (j.)	Lat. (°N)	Long. (°W)	Nb. evts.	ISC	SPP
S2	9/03/2000 27	22.398	45.051	41	0	I
S9	01/01/2001 31	22.337	45.052	37	1	I
S11	12/05/2000 5	24.750	45.982	30	1	M
S12	11/09/2000 13	25.497	45.355	28	0	M
S13	28/09/2000 4	29.183	43.109	26	0	T
S14	15/09/1999 12	31.821	40.699	21	1	T
S15	1/12/1999 7	33.377	40.185	23	2	T
S16	28/09/2000 13	28.307	43.707	20	2	I
S17	24/10/2000 12	27.687	43.991	24	1	I
S18	10/11/2000 2	25.110	45.549	21	2	I
S19	10/01/2001 3	28.359	43.741	23	1	T
S20	19/04/2001 4	30.343	41.973	20	2	I
S21	20/06/2001 17	22.365	45.055	24	2	T
S22	13/03/2002 2	20.197	45.600	55	5	T
S24	14/06/2002 35	22.452	45.071	36	4	T
S25	29/11/2002 14	23.288	45.000	36	2	T
S26	6/04/2002 5	22.541	45.035	31	2	T

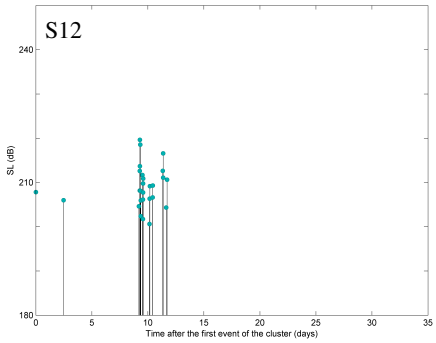
Id	Date Durée (j.)	Lat. (°N)	Long. (°W)	Nb. evts.	ISC	SPP
S27	19/03/2000 2	28.644	43.658	21	1	T
S28	6/01/2002 5	29.848	42.103	20	0	I
S29	6/03/2002 11	19.914	45.715	23	1	T
S30	14/01/2003 3	28.367	43.742	24	0	M
M1j	28/02/2006 21	32.280	40.215	47	0	M
M1i	16/01/2006 22	31.234	41.222	40	5	T
M1g	25/07/2005 36	30.970	41.417	27	2	T

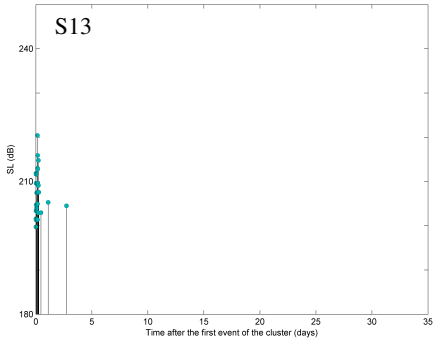


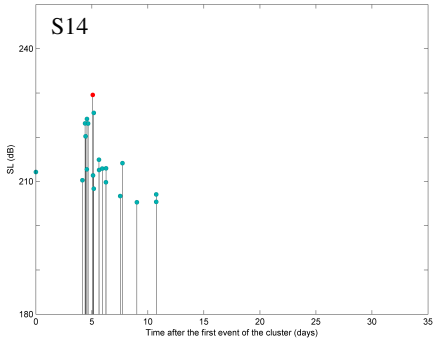

S2
SL (dB)
Time after the first event of the cluster (days)

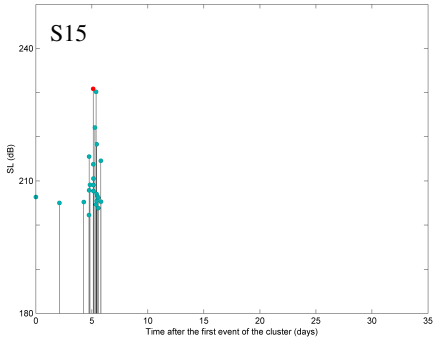

S9
SL (dB)
Time after the first event of the cluster (days)

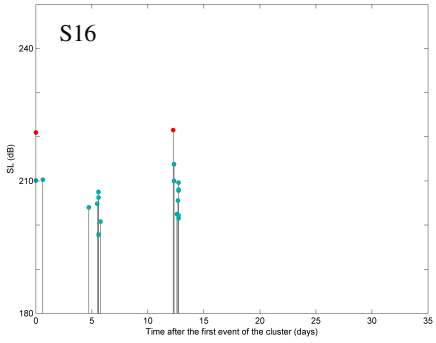

S11
SL (dB)
Time after the first event of the cluster (days)

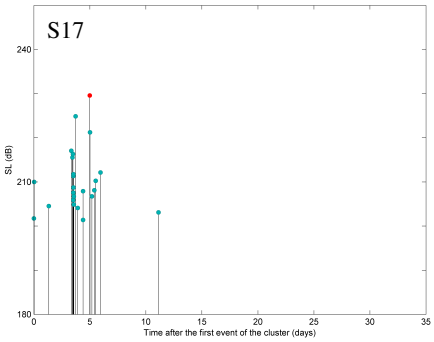

S12
SL (dB)
Time after the first event of the cluster (days)

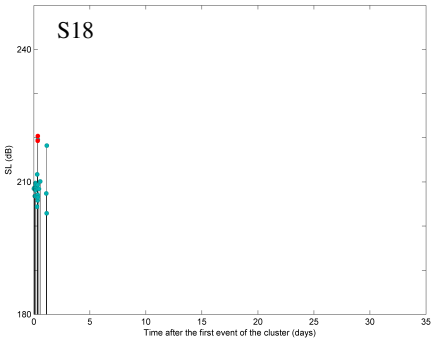

S13
SL (dB)
Time after the first event of the cluster (days)

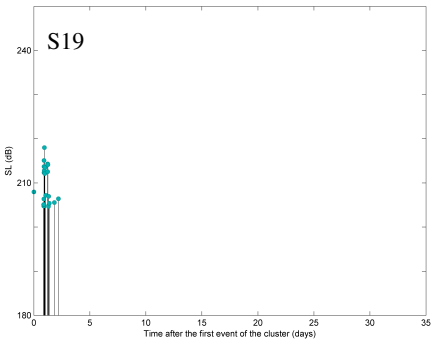

S14
SL (dB)
Time after the first event of the cluster (days)

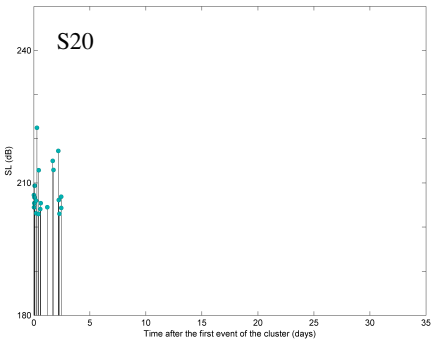

S15
SL (dB)
Time after the first event of the cluster (days)

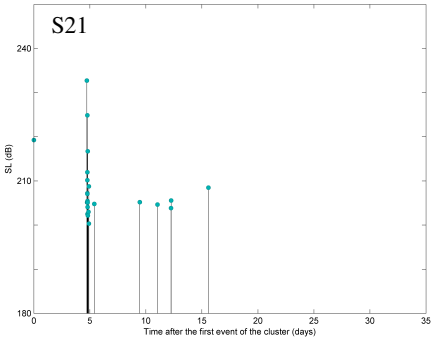

S16
SL (dB)
Time after the first event of the cluster (days)

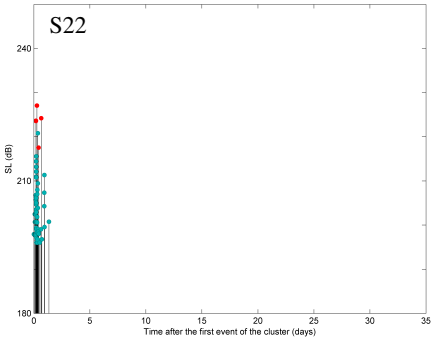

S17
SL (dB)
240
210
180
0
5
10
15
20
25
30
35
Time after the first event of the cluster (days)

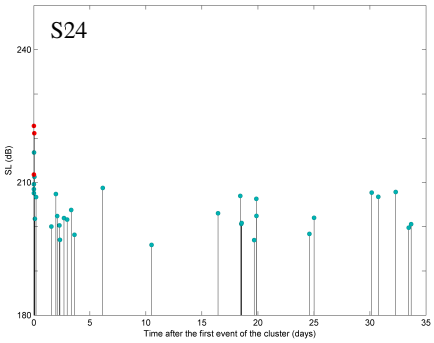

S18
SL (dB)
240
210
180
0
5
10
15
20
25
30
35
Time after the first event of the cluster (days)

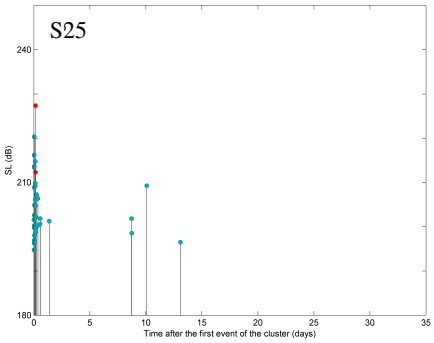

S19
SL (dB)
240
210
180
0
5
10
15
20
25
30
35
Time after the first event of the cluster (days)

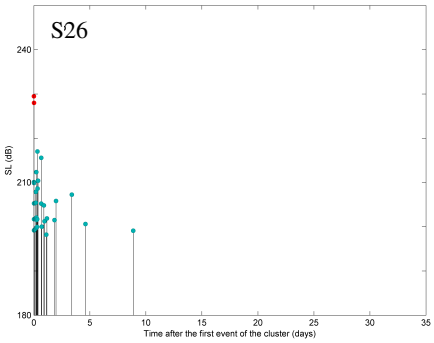

S20
SL (dB)
240
210
180
0
5
10
15
20
25
30
35
Time after the first event of the cluster (days)

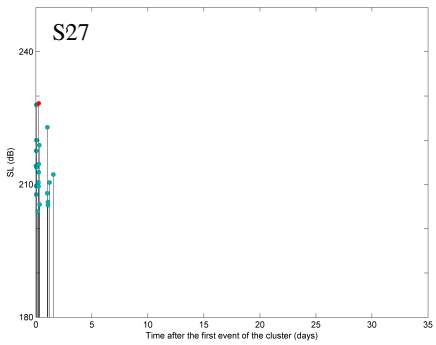

S21
SL (dB)
240
210
180
0
5
10
15
20
25
30
35
Time after the first event of the cluster (days)

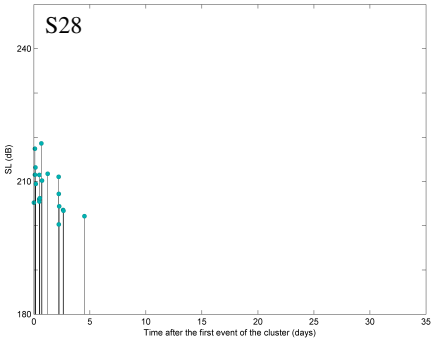

S22
SL (dB)
240
210
180
0
5
10
15
20
25
30
35
Time after the first event of the cluster (days)

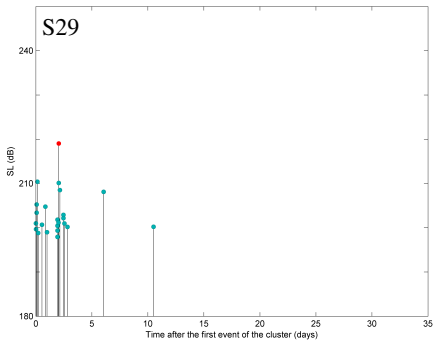

S24
SL (dB)
240
210
180
0
5
10
15
20
25
30
35
Time after the first event of the cluster (days)

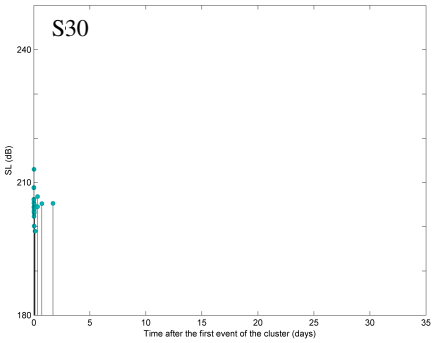

S25
SL (dB)
240
210
180
0
5
10
15
20
25
30
35
Time after the first event of the cluster (days)


S26
SL (dB)
Time after the first event of the cluster (days)


S27
SL (dB)
Time after the first event of the cluster (days)


S28
SL (dB)
Time after the first event of the cluster (days)


S29
SL (dB)
Time after the first event of the cluster (days)


S30
SL (dB)
Time after the first event of the cluster (days)

C3- Crise North FAMOUS - FAMOUS

Cette carte complémentaire avait été réalisé en réponse aux rapporteurs lors de la soumission de l'article (Giusti et al., 2018). Elle concerne la différence de localisation entre les événements hydroacoustiques et télésismiques. Une explication en anglais est ajoutée à la suite de la figure.

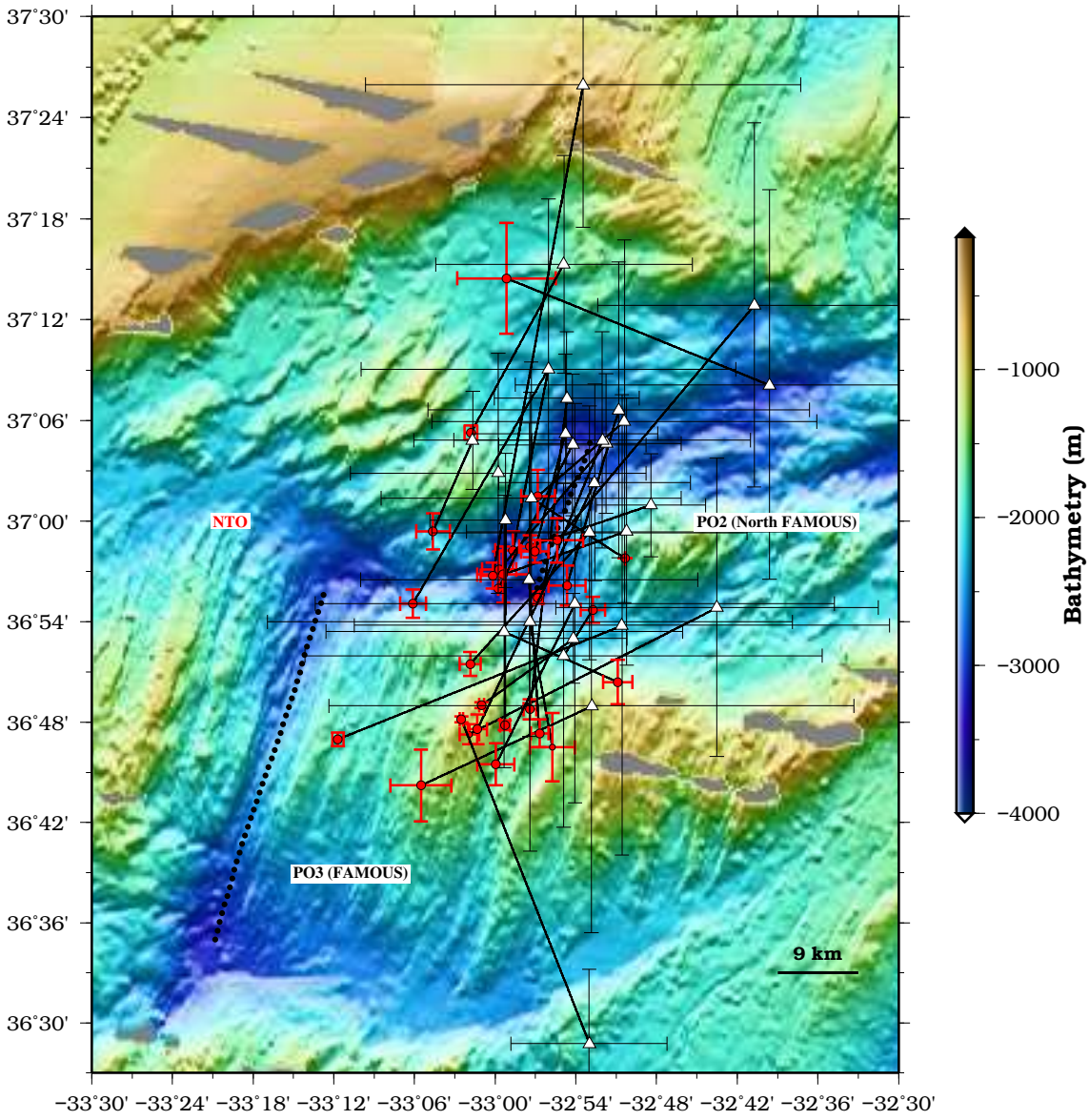


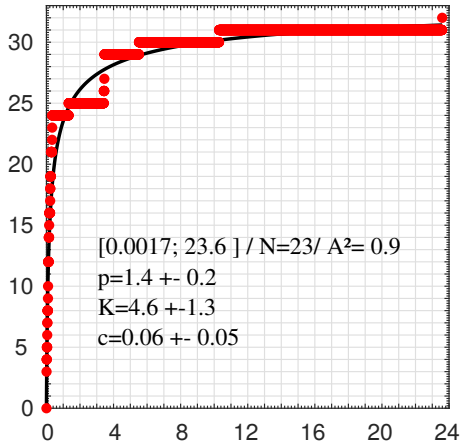
FIGURE 24 – Essaim d'août 2010 au niveau des segments North FAMOUS et FAMOUS. Comparaison des localisations télésismiques et hydroacoustiques des événements associés. En complément de Giusti et al. (2018).
The August 2010 earthquake swarm at North FAMOUS–FAMOUS segments. Comparison of teleseismic and hydroacoustic locations of the related events. In addition to Giusti et al. (2018).

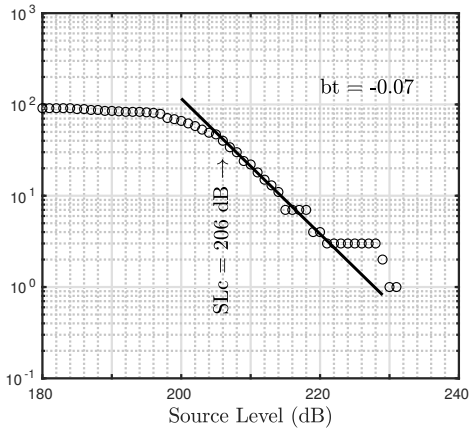
Mid-ocean ridges generate low seismicity activity which is not well represented by tele-

seismic catalog. Some teleseismic events have been linked to the August 2010 crisis of the north FAMOUS-FAMOUS segments and they effectively extend less than the hydroacoustic events. Error bars have been added to hydroacoustic locations of the event in the figure 1 showing good location uncertainties all over the extent of the crisis. Only large earthquake could be detected by land based stations. We assume that if no teleseismic events are found south of the NTO, it is due to the lower seismicity activity occurring in this area. Majority of the teleseismic events happened in the same time than the two first largest earthquakes with a GCMT solution north of the NTO. Moreover, Pan and Dziewonski (2005) highlights than « the ISC locations can be as much as 70 km away from appropriate topographic features ». Based on their analysis, Pan and Dziewonski (2005) concluded that hydroacoustic locations provide really better epicenter locations than the teleseismic ones. A comparison of earthquakes locations determined by the HM10-11 array (red dots with error bars associated) and ISC (white triangles) has been made (see below). The location uncertainties in the ISC location range from 8 to 37 km. All stations used for the location of smaller events are in the North azimuth, explaining why the ISC location is mainly shifted to the North compare to the AUH locations. Moreover, the ISC location procedure for the small events fixes the depth at 10 km. This kind of swarm probably occurs close to the surface at 2 or 3 km depth which induce a time difference between stations close the swarms (like the one in the Azores) and those far away (European and North-American ones).

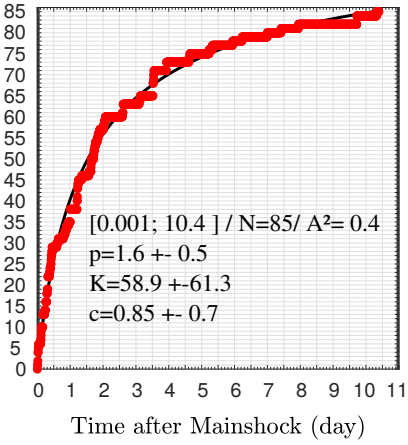
C4- MOL des séquences sismiques

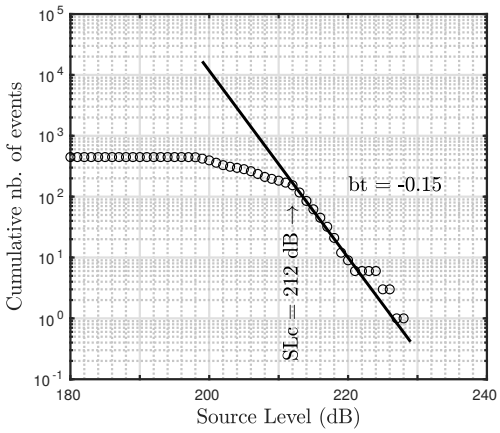
M3a: 16/02/2008



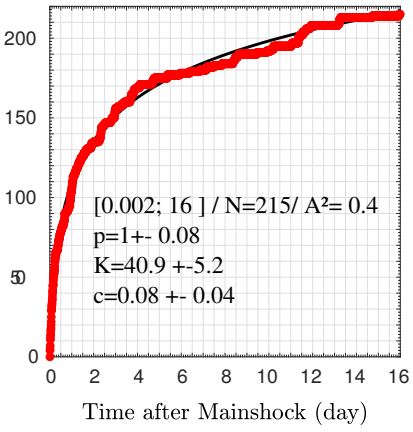


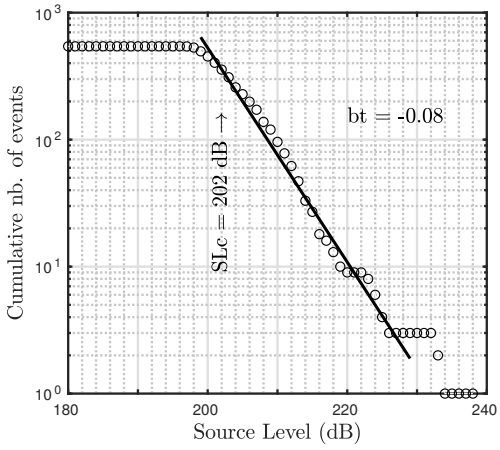
H2a:27/02/2014

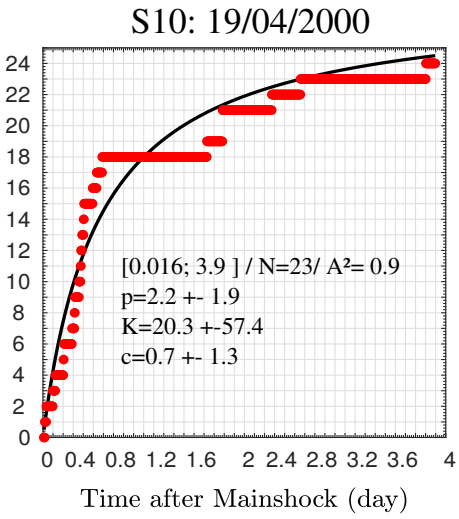


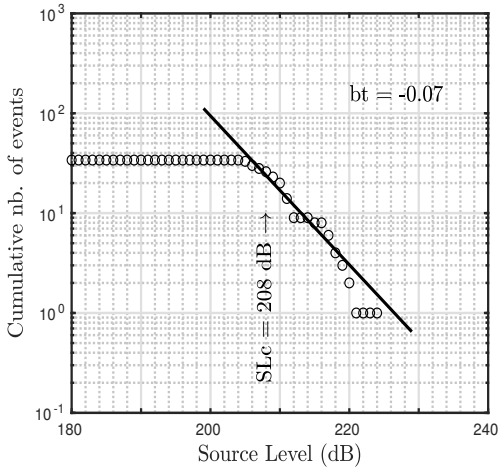


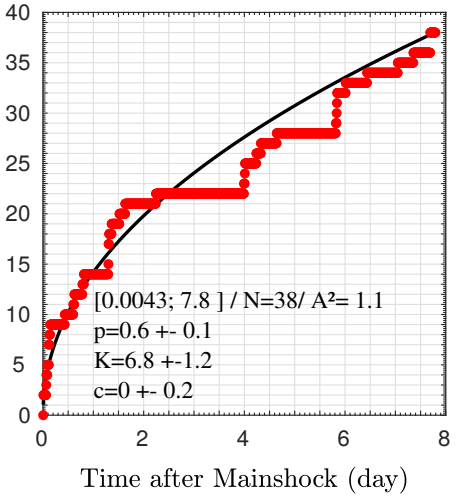
H2aS:06/11/2013

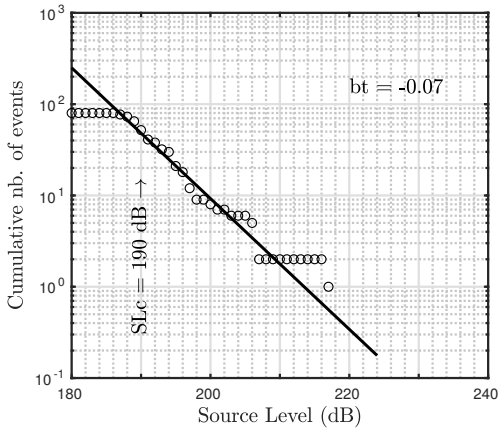





S10: 19/04/2000
[0.016; 3.9] / N=23/ A²= 0.9
p=2.2 +- 1.9
K=20.3 +-57.4
c=0.7 +- 1.3
Time after Mainshock (day)


bt = -0.07
SLc = 208 dB →
Cumulative nb. of events
Source Level (dB)


M2a: 07/02/2007
[0.0043; 7.8] / N=38/ A²= 1.1
p=0.6 +- 0.1
K=6.8 +-1.2
c=0 +- 0.2
Time after Mainshock (day)


bt = -0.07
SLc = 190 dB →
Cumulative nb. of events
Source Level (dB)

Titre : Apport des données hydroacoustiques pour l'étude de la sismicité à long terme de la dorsale médio- Atlantique Nord

Mots clés : dorsale océanique, sismicité, hydroacoustique, processus d'accrétion, long terme

Résumé : Les dorsales océaniques sont caractérisées par une sismicité de faible magnitude, induite par une succession d'épisodes volcaniques et tectoniques. Le déploiement de réseaux d'hydrophones autonomes le long de grandes sections de dorsales permet d'enregistrer cette sismicité peu détectable par les stations terrestres. Dans l'océan Atlantique Nord, de nombreuses expériences hydroacoustiques ont été conduites depuis 1999, donnant accès à des séries d'observations temporelles sur plusieurs années. La présente thèse s'inscrit dans ce contexte, avec l'acquisition et le traitement de nouvelles données. L'analyse de catalogues télésismiques et hydroacoustiques, couplés à des données bathymétriques et gravimétriques, a contribué à la caractérisation des processus d'accrétion actifs le long de la dorsale médio-Atlantique Nord. Les travaux réalisés lors de cette thèse ont permis de : (1) rechercher des paramètres responsables d'une différence de sismicité entre des groupes de segments de la dorsale médio-Atlantique ; (2) proposer une nouvelle limite sud d'influence du point chaud des Açores ; (3) identifier et caractériser différents types de processus d'accrétion à partir de la recherche de crises sismiques ; (4) mettre en évidence une crise magmatique de grande ampleur et une intrusion magmatique à travers une discontinuité non-transformante ; et (5) proposer un schéma de répartition des processus d'accrétion dominants le long de l'axe de la dorsale médio-Atlantique Nord, à partir d'une analyse spatio-temporelle de la sismicité. L'ensemble de ces résultats montre l'importance des catalogues de sismicité à grande étendue spatiale et temporelle pour approfondir notre connaissance : sur la dynamique des segments de dorsale et les interactions entre l'axe de la dorsale et le point chaud, et d'autre part, sur la récurrence des processus d'accrétion.

Title : Hydroacoustic data contribution for the long term seismicity study of the northern Mid-Atlantic Ridge

Keywords : mid-ocean ridge, seismicity, hydroacoustic, accretionary processes, long term

Abstract : The mid-ocean ridge is caracterised by a seismicity of low magnitude generated by multiple volcanic and tectonic episodes. Autonomous hydrophones arrays along large ridge sections are efficient to record low seismicity contrary to land-based stations. In the northern Atlantic Ocean, several hydroacoustic experiments have been realised since 1999 that supply long term records. This thesis is based on the acquisition and the treatment of new data. The analysis of teleseismic and hydroacoustic catalogues combined with bathymetric and gravimetric data, have contributed to the characterisation of accretionary processes along the northern Mid-Atlantic Ridge. This PhD work allowed : (1) to research parameters responsable of a seismicity difference between groups of Mid-Atlantic Ridge segments; (2) to propose a new southern limit of the Azores hotspot influence ; (3) to identify and define different types of seafloor spreading processes based on seismic crisis interpretations ; (4) to highlight a large magmatic crisis and a magmatic intrusion across a non-transform discontinuity ; and (5) to propose dominant seafloor spreading processes from a spatio-temporal seismicity analysis along the northern Mid-Atlantic Ridge. The entire study shows the value of large spatial and temporal seismicity catalogues to broaden our knowledge on : the dynamic of the ridge segments, the interactions between the ridge axis and the hotspot and the recurrence of the seafloor spreading processes.