



HAL
open science

Tectonique du Nord-Ouest Cotentin par approche Terre-Mer et implications sismo-tectoniques

Tassadit Kaci

► **To cite this version:**

Tassadit Kaci. Tectonique du Nord-Ouest Cotentin par approche Terre-Mer et implications sismo-tectoniques. Tectonique. Normandie Université, 2023. Français. NNT : 2023NORMMLH10 . tel-04522679

HAL Id: tel-04522679

<https://theses.hal.science/tel-04522679>

Submitted on 27 Mar 2024

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

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

THÈSE

Pour obtenir le diplôme de doctorat

Spécialité SCIENCES DE L'UNIVERS

Préparée au sein de l'Université Le Havre Normandie

Tectonique du Nord-Ouest Cotentin par approche Terre-Mer et implications sismo-tectoniques

**Présentée et soutenue par
TASSADIT KACI**

**Thèse soutenue le 26/09/2023
devant le jury composé de**

M. DAVID MENIER	PROFESSEUR DES UNIVERSITES, UNIVERSITE BRETAGNE SUD UBS	Rapporteur du jury
MME SARA VANDYCKE	CHERCHEUR PERMANENT FNRS, UNIVERSITE DE MONS (BELGIQUE)	Rapporteur du jury
M. STEPHANE BAIZE	CHERCHEUR, IRSN - FONTENAY-AUX-ROSES	Membre du jury
M. OLIVIER DUGUE	PROFESSEUR DES UNIVERSITES, Université de Caen Normandie	Membre du jury
M. DAVID GRAINDORGE	MAÎTRE DE CONFERENCES (HDR), UNIVERSITE BRET. OCCIDENTALE UBO	Membre du jury Co-encadrant
M. CHRISTIAN GORINI	PROFESSEUR DES UNIVERSITES, SORBONNE UNIVERSITE	Président du jury
MME ANNE DUPERRET	MAÎTRE DE CONFERENCES (HDR), Université Le Havre Normandie	Directeur de thèse
M. YANN MEAR	PROFESSEUR DES UNIVERSITES, CNAM-INTECHMER CHERBOURG EN COTENTIN	Co-directeur de thèse

Thèse dirigée par ANNE DUPERRET (Laboratoire Ondes et Milieux Complexes) et YANN MEAR (Laboratoire universitaire des sciences appliquées de Cherbourg (Caen))



Remerciement

Bâtir le savoir est une œuvre collective, une symphonie d'idées et d'efforts. Cette thèse n'aurait pas pu être menée à bon port sans l'intervention de ceux à qui je consacre ma première page pour leur rendre hommage, celles et ceux qui ont œuvré et contribué de près ou de loin à l'aboutissement de ce travail. Qu'il me soit permis de vous dire combien je vous suis reconnaissante de votre aide et de votre soutien.

Tout d'abord, je tiens à exprimer ma profonde gratitude envers tous les membres du jury qui ont accepté d'examiner et d'évaluer ce travail. Je souhaite remercier chaleureusement Sara Vandycke et David Menier d'avoir accepté d'être les rapporteurs, ainsi que Christian Gorini d'avoir présidé ce jury et Olivier Dugué d'avoir honoré ce jury en tant qu'examinateur. Je souhaite également remercier Stéphane Baize d'avoir accepté d'assister à cette soutenance.

Ma reconnaissance va d'abord à ma directrice de thèse, Mme Anne Duperret, pour m'avoir donné la chance de mener à bien mon projet et d'atteindre l'un de mes objectifs. Je la remercie de la confiance qu'elle m'a accordée, de sa disponibilité et d'avoir contribué à forger ma personnalité et à devenir mentalement plus forte.

Je tiens également à remercier ce grand homme au cœur immense, mon co-directeur Yann Mear. Il a été comme un papa dans cette aventure, me soutenant et me rassurant tout au long de cette thèse. Je le remercie d'avoir toujours cherché à s'intéresser à mes intérêts et de s'être assuré que je ne manque de rien. Au-delà de cela, c'est quelqu'un avec qui j'ai partagé des moments inoubliables de détente et de rire.

Un grand merci à mon co-encadrant David Graindorge de m'avoir guidé dans ce travail malgré ses contraintes, et d'être une personne simple, accessible sensible et des fois comme un ballon qui explose. Je le remercie de m'avoir transmis son amour pour le terrain.

Je tiens à remercier ce jeune homme qu'est Bernard Le Gall d'avoir accepté de travailler avec moi. Je lui témoigne ma profonde gratitude pour ses précieux conseils, sa disponibilité et ses immenses connaissances qu'il a su partager avec moi. J'ai profité de toutes ses critiques et de ses conseils précieux durant ce travail. Sa générosité intellectuelle et sa disponibilité m'ont profondément touché.

Un merci spécial à Julie Perrot, cette femme qui dégage sérénité, gentillesse et amour, et qui s'est beaucoup investie pour m'initier à la sismologie, un domaine que je ne connaissais pas. Sa douceur et sa simplicité m'ont donné envie de m'intéresser à son domaine. Le travail que nous avons réalisé ensemble et le temps qu'elle m'a consacré méritent toute ma reconnaissance et mon amitié.

Je souhaite également remercier Stéphane Baize avec lequel j'ai beaucoup interagi. Je le remercie de m'avoir présenté à sa communauté scientifique et de s'être intéressé à mes travaux, ainsi que pour sa disponibilité.

Merci à Emmanuel Poizot qui a toujours répondu à mes sollicitations et m'a apporté son aide durant les différentes campagnes. Je le remercie pour sa jovialité et les chamailleries avec Yann qui m'ont fait beaucoup rire malgré mon mal de mer.

J'ai eu la chance de rencontrer Bernadette Tessier durant ma thèse, avec qui j'ai participé à la campagne Stockline. Je tiens à la remercier pour son accueil chaleureux, sa gentillesse, ainsi que les précieux moments de partage scientifique et humain que nous avons vécus ensemble. C'est toujours un plaisir de la retrouver lors des différents événements auxquels j'ai été invité.

Je tiens également à exprimer ma gratitude envers Regis Gallon et Christophe Prunier pour leur soutien tout au long des campagnes menées au cours de cette thèse, ainsi que pour leur sympathie.

Je remercie l'équipe Genavir avec laquelle j'ai réalisé deux campagnes. Ils ont été aux petits soins avec moi, et je garderai un bon souvenir malgré mon mal de mer.

Je souhaite également exprimer ma reconnaissance envers la région Haute-Normandie pour avoir financé ce contrat doctoral, ainsi que l'Université du Havre et le Laboratoire (LOMC) pour m'avoir accueilli. Je remercie l'ensemble des enseignants-chercheurs avec qui j'ai eu des interactions et des moments d'échange, notamment Anne Pantet, Yves Géraud, Saïd, Tarik, Saber et Saoueb.

Je remercie mes sœurs d'aventure, qui ont toutes apporté quelque chose dans ma vie, pour leur soutien et leurs encouragements (Nihed, Ichrak et Yasmine).

L'aide morale inestimable de mes amis Metzger Mombo et Nazim Semmani, ainsi que de Tiphanie Ribes, m'a été d'un soutien précieux tout au long de ce long travail. Je leur adresse toute ma gratitude.

À tous les doctorants, y compris mes collègues avec qui j'ai partagé cette aventure, ceux qui sont toujours là et ceux qui ont déjà terminé, je ne vais pas citer de noms de peur d'en oublier. Je les remercie de m'avoir supportée malgré mon fort caractère, des échanges que nous avons eus et des moments partagés ensemble (Belaid, Walid, Bouba, Abed-Ali, Cheikh, Sanders, Benjamin, Michal, Zied, Oussama, Mark Amori, Anupam, Paul, Ahmed, Safa.....).

Je remercie mes amis de bureau, Olivier, Bilel, Mohamed, Houssam, Wenhao, Youcef, Faiza, de m'avoir supportée, des débats, des rires et des moments de partage. Vous avez toute mon amitié.

Je rends grâce à tous les enseignants de mon cursus universitaire à Aix-Marseille Université et à l'ENSG qui ont contribué à ma formation et ont fait de moi ce que je suis aujourd'hui. Je tiens tout particulièrement à exprimer ma profonde gratitude envers Juliette Lamarche, qui a joué un rôle important dans mon parcours académique. C'est grâce à elle que j'ai développé un amour pour la géologie structurale, et je voue un respect profond à cette femme extraordinaire.

Enfin, je dédie ce modeste travail à mes parents, ma sœur et mes deux frères. Sans leur concours et leur soutien moral inconditionnel, il n'aurait jamais vu le jour, et je les remercie de m'avoir toujours laissée libre de mes choix. Cela m'a poussée à réussir, et j'espère que vous êtes fiers de moi.

Aujourd'hui, alors que je franchis ce stade important de ma vie, je prends un moment pour exprimer ma profonde gratitude envers une personne extraordinaire qui a été à mes côtés tout au long de ce voyage. Merci Rachid, ton soutien indéfectible, tes encouragements ont été la force motrice de ma réussite. Tu as été mon épaule sur laquelle m'appuyer quand les défis semblaient insurmontables.

Je ne pense pas qu'il y ait de mots pour décrire ce que je ressens en ce moment et toute la gratitude que j'ai envers toutes ces personnes qui ont écrit une partie de ma vie. Je dirai simplement "Merci".

Table des matières

Introduction générale	1
Chapitre I	
Contexte géologique de la péninsule du Cotentin (CP) et du Golfe Normand-Breton (GNB)	5
1. Le Domaine Nord Armoricaïn (NAD) dans le Massif Armoricaïn	7
2. Les structures de socle de la Péninsule du Cotentin (CP)	10
2.1 Socle paléo/néoprotérozoïque et cycle cadomien.....	10
2.2 Le cycle Cadomien.....	13
3. Les structures paléozoïques de la CP	18
3.1 Les bassins paléozoïques et leurs remplissages	18
3.2 Le cycle hercynien	20
3.3 Expression de la déformation hercynienne	21
4. L'évolution post-varisque	24
4.1 La couverture sédimentaire méso-cénozoïque.....	24
4.2 La déformation post-varisque.....	27
5. Evolution récente au quaternaire	30
5.1 Mouvements verticaux.....	31
5.2 L'activité sismique actuelle	33
5.3 Les failles potentiellement actives	34
6. Résumé.....	38
7. Références	40
Chapitre II	
Matériels et Méthodes	51
1. Introduction	53
2. Outils topo-bathymétriques.....	54
2.1 Données terrestres.....	56
2.1.1 Trait de côte national TCH	56
2.1.1 La BD-Alti.....	57
2.1.2 Le RGE Alti.....	58
2.2 Les données marines.....	59
2.2.1 Projet Litto 3D	59
2.2.2 Le projet HOMONIM (Historique, Observation, MOdélisation des Niveaux Marins)	63
2.2.3 Lots bathymétriques du SHOM	64
2.2.4 Les campagnes marines côtières complémentaires	66
2.3 Traitement des données bathymétriques	71
2.3.1 Homogénéisation du référentiel altimétrique	72
2.3.2 Construction d'une mosaïque.....	73
2.3.3 Analyse par effet d'ombrage (Hillshade)	75
2.3.4 Analyse de pente	77
2.3.5 La rugosité de terrain	Erreur ! Signet non défini.

2.3.6	La réflectivité	81
3.	Données de sismique réflexion marine	83
3.1	Principe de l'acquisition sismique	83
3.2	Les campagnes de sismique réflexion de l'Ouest Cotentin	83
3.2.1	BaseEcrehou	84
3.2.2	GéoEcrehou	84
3.2.3	Stockline2	84
3.3	La campagne EMECHAT	86
3.3.1	Instrumentation déployée à bord du N/O Côtes de la Manche	87
3.4	Traitement des données sismiques EMECHAT	90
3.4.1	Séquence de traitement de bord	90
3.4.2	Séquence de traitement à terre	91
3.5	Banque de Géologie Marine (BRGM)	94
4.	Données géologiques terrestres	96
4.1	Données cartographiques du BRGM	96
4.2	Investigations de terrain	98
5.	Résumé	101
6.	Références	102

Chapitre III

Analyse structurale terre-mer du nord-ouest Cotentin..... 105

1.	Introduction	107
2.	Le Cap de la Hague	108
2.1	Les unités géologiques du cap de la Hague	109
2.2	Géomorphologie du cap de la Hague	109
2.3	Les failles onshore du cap de la Hague	111
2.4	Les failles onshore du sud de la Hague (Nez de Jobourg)	112
2.5	Résumé	117
3.	L'histoire post-varisque du NW Cotentin, dans le cadre structural de la Manche. De nouvelles perspectives à partir de données géophysiques offshore haute-résolution	119
1.	Introduction	121
2.	Geodynamic and geological settings	123
2.1	Icartian and Cadomian basement	123
2.2	Paleozoic series and Variscan deformation	123
2.3	Post-Variscan history	124
3.	Methodology	124
3.1	Topo-bathymetry data	125
3.2	Seismic reflection data	127
3.3	Local orthophotography of the shore platform	128
3.4	Field structural investigations	128
4.	Results	128
4.1	Seafloor fabrics	129
4.1.1	Fabric types	129
4.1.2	Lithostratigraphic interpretation	132
4.1.3	The pre-Mesozoic basement series	132
4.1.4	The post-Variscan sedimentary series	134
4.2	Structural analysis	136
4.2.1	The regional structural pattern	136
4.2.2	Specific structures	137

4.2.3 Chronology of deformation.....	142
5. Discussion.....	145
Conclusion	147
Acknowledgments.....	149
4. Références	150

Chapitre IV

Sismicité de la Péninsule du Cotentin et du Golfe Normand-Breton (CP-GNB)157

1. Introduction.....	159
2. La sismicité historique.....	159
2.1 Le catalogue national SISFRANCE.....	159
2.2 Le catalogue FCAT-17.....	161
2.3 La sismicité historique du secteur CP-GNB.....	162
3. Réseaux et catalogues sismologiques disponibles.....	164
3.1 Les réseaux sismologiques.....	164
3.1.1 Laboratoire de Détection et de Géophysique (LDG).....	164
3.1.2 Le Réseau Sismologique et Géodésique Français (RESIF-EPOS, EPOS-France).....	167
3.1.3 Le Réseau National de Surveillance Sismique (RéNaSS).....	168
3.1.4 Le Réseau du British Geological Survey (BGS).....	170
3.2 Catalogues sismologiques instrumentaux.....	171
3.2.1 Le catalogue LDG.....	171
3.2.2 Le Catalogue BCSF-RéNaSS.....	173
3.2.3 Le catalogue BCSF-LDG.....	174
3.2.4 Le catalogue BGS.....	178
3.3 Synthèse.....	179
4. Construction du catalogue de sismicité instrumentale du secteur CP-GNB.....	179
4.1 Les catalogues utilisés.....	179
4.1.1 La magnitude de complétude.....	180
4.1.2 Le RMS (Root Mean Square).....	182
4.1.3 Le nombre de stations.....	183
4.1.4 Le gap azimutal.....	183
4.1.5 Le nombre de phases.....	184
4.1.6 Les incertitudes.....	185
4.2 Le catalogue de sismicité instrumentale du CP-GNB.....	187
5. Détermination des mécanismes au foyer.....	191
5.1 Sélection des données pour le secteur CP-GNB.....	191
5.1.1 Sélection des séismes.....	191
5.1.2 Données des formes d'ondes des stations.....	193
5.1.3 Préparation et traitement des données.....	195
5.2 Localisation, modèle de vitesse et outils utilisé.....	195
5.2.1 Pointé des temps d'arrivées.....	195
5.2.2 Le modèle de vitesse utilisé.....	196
5.2.3 Localisation des séismes.....	196
5.3 Les magnitudes de coda.....	197
5.4 Synthèse.....	198
5.5 Méthode de détermination des mécanismes au foyer.....	199
5.5.1 FOCMEC et PPFIT.....	200
6. Applications à quelques séismes instrumentaux du GNB.....	201
6.1 Le séisme de Saint-Hélier du 11 juillet 2014 et ses répliques.....	202
6.1.1 Le séisme du 18 juillet 2014.....	205
6.1.2 Séisme du 23 juillet 2014.....	205
6.1.3 Séisme 7 Novembre 2014.....	206

6.1.4 Séisme 25 février 2015.....	206
6.1.5 Synthèse de la crise de Jersey.....	206
6.2 Séisme de Coutances du 16 septembre 2020.....	207
6.3 Évolution spatio-temporelle de l'activité sismique dans le secteur de Jersey	208
6.4 Séisme de La Hague 01 février 2020	209
7. Les failles potentiellement actives du NW Cotentin.....	211
8. La sismicité versus l'héritage structural.....	213
9. Conclusion.....	214
10. Références	217
Conclusion générale	223
Bibliographie	251
Annexes	251

Introduction générale

1. Contexte général et problématique

Le Domaine Nord Armoricaire (DNA), exposé dans la péninsule du Cotentin (CP) et le Golfe Normano-Breton (GNB), est l'unique région en France, où sont exposés tous les types de roches (métamorphiques, magmatiques et sédimentaires). Ces affleurements couvrent une période de plus de 2 milliards d'années. Ces roches ont gardé les empreintes successives de trois orogènes datées de l'Icartien (2,2-1,8 Ga), du Cadomien (650-540 Ma) et du Varisque (360-300 Ma). Ce socle polyphasé est traversé par des zones de cisaillement héritées (cadomiennes et varisques) et a été largement recouvert de bassins méso-cénozoïques, eux-mêmes partiellement inversés lors d'événements compressifs tertiaires.

En outre, la CP et le GNB, comme l'ensemble du massif Armoricaire constituent actuellement une marge passive située loin des limites de plaques et soumise à de faibles taux de déformation (Amorèse et al., 2000 ; Masson et al., 2019 ; Mazzotti, 2020 ; Beucler et al., 2021). La sismicité y est de faible magnitude et qualifiée de faible à modérée. Elle se manifeste par des séismes historiques et instrumentaux peu profonds puisqu'ils ne dépassent pas 15 km de profondeur (Do Paco et al., 2017). Cependant, la sismicité récente, en particulier au sud-ouest de Jersey (îles anglo-normandes) a atteint une magnitude de moment de Mw 4 (ML 4.9), au cours du séisme de Saint-Hélier du 11 juillet 2014. Cette sismicité semble se localiser à proximité des grandes zones de cisaillement et failles affectant la région. Cependant, il reste difficile d'affirmer clairement quelles sont les failles actives responsables de cette sismicité et quel serait le moteur de cette déformation. Ce questionnement met en évidence la méconnaissance des failles "actives" en France, d'où la nécessité de mieux les caractériser surtout dans ces zones un peu délaissées.

En domaine intraplaque, la déformation se concentre le long de discontinuités ou des hétérogénéités préexistantes à toutes les échelles, telles que des failles, des zones de cisaillement, des chemins de migration de magma ou des contacts lithologiques soumis à un régime de contrainte donné. Les structures réactivées peuvent ainsi présenter des sens de déplacement relatifs semblables ou différents des déplacements initiaux (Holdsworth et al., 1997). La CP-GNB apparaît comme un domaine à évolution typiquement polyphasée qui offre l'opportunité d'aborder et de discuter les questions d'héritage structural, relatives au processus d'inversion positive (sur des bassins déformés) ou négative (processus d'initiation de bassin sur le socle), que ces déformations soient ductiles ou cassantes. Enfin, l'une des questions qui reste posée

Introduction générale

concerne la sismicité actuelle. Résulte-t-elle en partie de la persistance du contexte d'inversion, réactivant des structures par héritage tectonique (Amorèse et al., 1993, 2000 ; Lagarde et al., 2003 ; Amorèse et al., 2020) à l'échelle de la croûte.

La notion d'héritage structural concerne aussi l'évolution post-paléozoïque du Cotentin (CP), car il est possible que les hétérogénéités préexistantes dans la lithosphère continentale (structures cadomiennes et varisques) contrôlent la géométrie des bassins méso-cénozoïques. Ces questions ont été discutées à grande échelle sur les bassins de la Manche (e.g. Bois et al., 1990 ; Le Roy et al., 2011). Il est maintenant essentiel d'en discuter à une échelle de détail sur la région CP-GNB.

Enfin, l'analyse de la répartition spatiale de la sismicité régionale et sa liaison avec les segments de failles répertoriés en mer conduit à une meilleure détermination du potentiel d'activité sismique sur ces failles et du risque sismique dans une zone connue pour ses installations nucléaires.

2. Les données

Le domaine offshore du cap de la Hague constituait un point-clé pour étudier ces relations. Cependant, ce secteur souffrait d'une méconnaissance de la structuration de détail en domaine marin. La publication d'une carte bathymétrique de détail à haute résolution sur ce secteur, intégrant la partie disponible des récentes campagnes à la mer multifaisceaux du SHOM couplées aux données récentes de campagnes ultra-côtières de la V/O Haliotis a permis de confirmer la complexité de cette zone (Furgerot et al., 2019).

Les travaux lancés dans le cadre de cette thèse ont consisté dans un premier temps à compiler une base de données topo-bathymétrique et géologique à haute définition sous un même référentiel, dans un projet SIG. La couverture topographique française bénéficie aujourd'hui de données aériennes par mesure LiDAR à haute définition, tandis que le domaine côtier bénéficie de relevés multifaisceaux de très bonne résolution. L'ensemble est complété sur la zone littorale par les relevés LiDAR du projet Litto3D également intégré. Le moissonnage des données a consisté à rassembler et traiter les données numériques disponibles issues des bases de données nationales françaises, telles que le SHOM, l'IGN, le BRGM et le ROL. Cette base de données numériques a été complétée par les données des campagnes à la mer plus récentes, menées sur des navires de la Flotte Océanographique Française. Enfin, elle a été complétée récemment par les données d'une campagne de sismique réflexion multitraces très haute résolution, menée en 2022. Ces dernières ont permis de mieux cerner la dimension verticale des structures affleurantes et d'affiner le dispositif structural en domaine marin. Nous disposons donc aujourd'hui d'une base de données

Introduction générale

topo-bathymétrique terre-mer de haute résolution inédite et homogène, à partir de laquelle pourra être mené le questionnement scientifique.

3. Plan de la thèse

Le chapitre 1 a pour objectif de décrire le contexte géologique du Cotentin et sa position dans le domaine nord armoricain. Il présente l'état de l'art et les principales études réalisées à ce jour dans cette zone et détaille le contexte tectonique et géodynamique au cours des temps géologiques. On mettra l'accent sur le contexte sismotectonique du Cotentin et du Golfe Normand-Breton et on détaillera les différentes hypothèses et spécificités liées à la répartition de la sismicité dans cette zone.

Le chapitre 2 de cette thèse est dédié aux méthodes et données utilisées, leurs sources et les traitements réalisés (depuis l'acquisition au stade de traitement et de fusion).

Le chapitre 3 est consacré aux résultats des analyses structurales de ces jeux de données à diverses échelles. En premier lieu, l'échelle terrain est rapidement évoquée, pour certains points d'observation ciblés à terre en zone littorale le long du cap de la Hague, où il était intéressant de visualiser sur le terrain les dispositifs de failles. En second lieu, l'analyse structurale du domaine offshore à grande échelle et le modèle cinématique proposé font l'objet d'une publication en cours de soumission (Tectonophysics) détaillée dans la seconde partie du chapitre 3.

Le chapitre 4 concerne le second set de données orienté vers l'étude de l'activité sismique sur l'ensemble du Golfe Normand-Breton (GNB). La première phase a été la mise au point d'un catalogue d'événements sismiques historiques et instrumentaux sur l'ensemble de la zone CP-GNB. Cela a nécessité de détailler les caractéristiques de chaque réseau de mesure et catalogues nationaux (RéNaSS-BCSF, CEA/LDG, Si-HEX) et de déterminer quels catalogues utiliser pour définir au mieux l'activité sismique enregistrée sur notre secteur d'étude. A partir de ce nouveau catalogue, quelques séismes récents d'intérêt ont été sélectionnés, pour les relocaliser et calculer leur mécanisme au foyer. C'est sur cette base que peut être construit un schéma sismotectonique terre-mer, en croisant les données sismologiques et structurales, de manière à cibler les failles et directions potentiellement actives.

Le manuscrit se termine par une conclusion générale qui résume les principaux résultats et les perspectives de ce travail de recherche.

Chapitre I

Contexte géologique de la péninsule du Cotentin (CP) et du Golfe Normand-Breton (GNB)

Sommaire

1. Le Domaine Nord Armoricaïn (NAD) dans le Massif Armoricaïn	7
2. Les structures de socle de la Péninsule du Cotentin (CP)	10
2.1 Socle paléo/néoprotérozoïque et cycle cadomien	10
2.2 Le cycle Cadomien	13
3. Les structures paléozoïques de la CP	18
3.1 Les bassins paléozoïques et leurs remplissages	18
3.2 Le cycle hercynien	20
3.3 Expression de la déformation hercynienne	21
4. L'évolution post-varisque	24
4.1 La couverture sédimentaire méso-cénozoïque	24
4.2 La déformation post-varisque	27
5. Evolution récente au quaternaire	30
5.1 Mouvements verticaux	31
5.2 L'activité sismique actuelle	33
5.3 Les failles potentiellement actives	34
6. Résumé	38
7. Références	40

1. Le Domaine Nord Armoricaire (NAD) dans le Massif Armoricaire

Le NAD est situé dans la partie nord-est du Massif Armoricaire (Ballèvre et al., 2009) (Figure 1. 1). Il est délimité au sud par la zone de cisaillement ductile nord armoricaire NASZ (North Armorican Shear Zone). Cette zone de cisaillement d'orientation WNW-ESE, d'âge carbonifère, présente un jeu dextre avec 15-20 km de rejet horizontal et 2 km de rejet vertical (Bitri et al., 2001). Cette discontinuité crustale mise en évidence par l'analyse de profils de sismique réflexion et réfraction profonde (Bitri et al., 2001) sépare le NAD du domaine Centre Armoricaire (CAD). Le CAD est lui-même séparé du Domaine Sud Armoricaire (SAD) par une autre zone de cisaillement varisque majeure : le cisaillement Sud Armoricaire SASZ (South Armorican Shear Zone), dédoublé en deux branches distinctes vers l'est : SANSZ (South Armorican North Shear Zone) et SASSZ (South Armorican South Shear Zone) (Figure 1. 1).

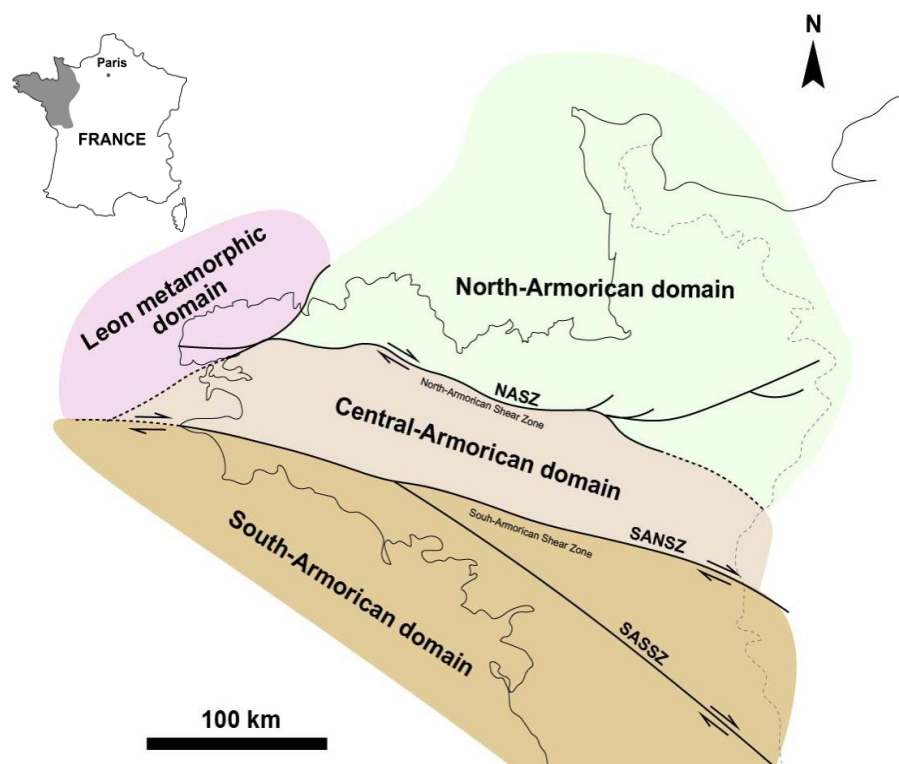


Figure 1. 1 : Les quatre principaux domaines structuraux qui composent le Massif Armoricaire et les zones de cisaillement dextres carbonifères qui les séparent (d'après Ballèvre, 2009, modifié).

Le Domaine Nord Armoricaire (NAD) apparaît comme un domaine hétérogène composé d'un ensemble de blocs vestiges de trois orogénèses majeures successives : icartienne (2.2-1.8 Ga), cadomienne (650-540 Ma) et varisque (370-300 Ma).

Le NAD est formé de quatre unités structurales principales (Balé and Brun, 1989 ; Brown, 1995 ; Strachan et al., 1996 ; Chantraine et al., 2001) regroupées en deux grands domaines structuraux : Le domaine domnonéen au Nord et le domaine mancellien au Sud (Cogne, 1972). Les deux domaines sont séparés par les zones de cisaillement de Cancale en Bretagne (Cancale Shear Zone : CSZ) et de Granville en Cotentin (Granville Shear Zone : GSZ) (Figure 1. 2). Le domaine domnonéen se décompose en 3 unités du nord-ouest au sud-est : les unités du Trégor-La Hague, de Saint-Brieuc et de Saint-Malo. Le domaine mancellien est quant à lui composé par l'unité de Fougères.

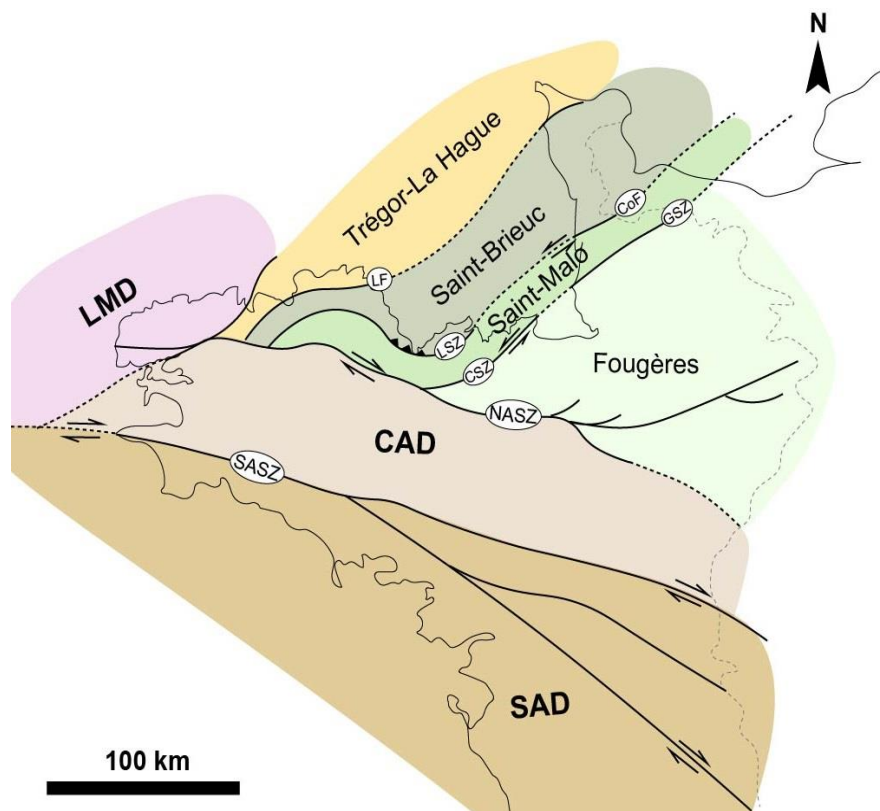


Figure 1. 2 : Carte synthétique des unités structurales du massif nord armoricain (NAD) et des zones de cisaillement ductiles cadomiennes (d'après Chantraine et al., 2001, modifié). LF : Locquemeau Fault ; CoF : Coutances Fault ; LSZ : La Fresnaye Shear Zone ; GSZ : Granville Shear Zone ; CSZ : Cancale Shear Zone ; NASZ : North Armorican Shear Zone ; SASZ : South Armorican Shear Zone ; LMD : Leon Metamorphic Domain ; CAD : Central Armorican Domain ; SAD : South Armorican Domain (d'après Ballèvre, 2009, modifié).

Les unités de Trégor-La Hague et de Saint-Brieuc sont séparées par la zone de cisaillement ductile de Locquemeau (LF) et les unités de Saint-Brieuc et Saint-Malo par celle de La Fresnaye-Coutances (LSZ et CoF) (Figure 1. 2).

L'unité du Trégor-La Hague (Figure 1. 3) comporte des unités d'âge paléoproterozoïque (2200 à 2000 Ma) intrudée par des granitoïdes cadomiens (batholite du Nord-Trégor) d'âge 615 Ma

(Barrois, 1908 ; Auvray et al., 1979 ; Graviou, 1984). L'unité de Saint-Brieuc est composée d'une succession volcano-sédimentaire intrudée par des gabbros dioritiques de 580 Ma (Barrois, 1908 ; Rabu et al., 1983) reposant sur un complexe granitique daté de 750 Ma (Egal et al., 1996). L'unité de Saint-Malo (Figure 1. 2) est essentiellement composée de terrains de nature et d'histoire tectono-métamorphique distinctes des précédentes (Ballèvre et al., 2001). Il s'agit de méta-sédiments détritiques d'âge briovérien (néoprotérozoïque) (Figure 1. 3) intensément métamorphisés allant jusqu'à la fusion partielle (Chantraine *et al.*, 2001). L'unité de Fougères du domaine mancellien (Figure 1. 2) est composée de méta-sédiments d'âge briovérien (Figure 1. 3) très peu métamorphisés datés entre 570 et 560 Ma et intrudés par des complexes granitiques cadomiens (batholites mancelliens) mis en place vers 540 Ma (Dupret et al., 1990 ; Chantraine et al., 2001).

Dans le NAD, les bassins sédimentaires paléozoïques reposent donc souvent sur un plancher icartien et cadomien exposé dans la péninsule du Cotentin (CP) et dans le Golfe Normand-Breton (GNB) (Figure 1. 3). Le NAD est limité à l'Est et au Nord par la couverture méso-cénozoïque du bassin de Paris et de la Manche centrale (Figure 1. 3).

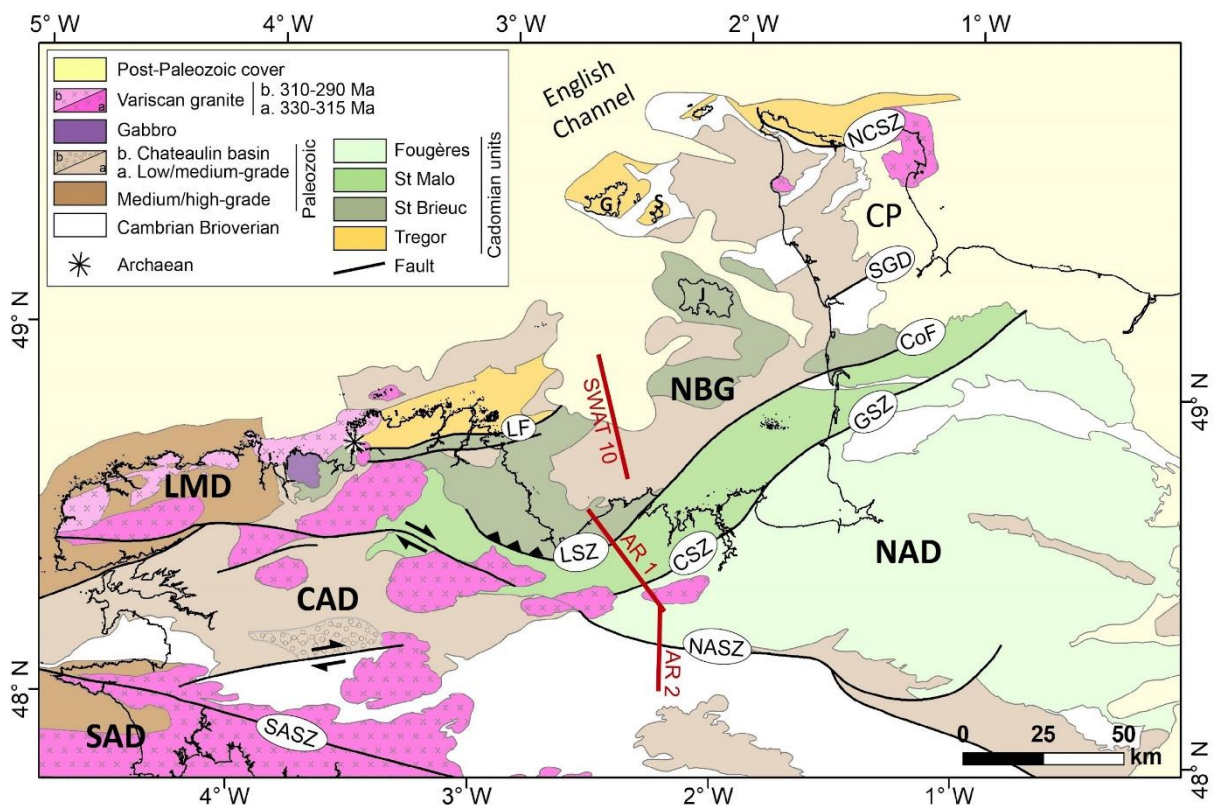


Figure 1. 3 : Carte géologique synthétique du domaine nord armoricain (NAD) (d'après Le Gall et al., 2021). CP : Cotentin Peninsula ; NBG : Normand-Breton Gulf ; NAD : North Armorican Domain ; LMD : Leon Metamorphic Domain ; CAD : Central Armorican Domain ; SAD : South Armorican Domain ; NCSZ : North Cotentin Shear Zone ; SGD : Saint-Germain-sur-Ay discontinuity ; LF : Locquemeau Fault ; CoF : Coutances Fault ; LSZ : La Fresnaye Shear Zone ; GSZ : Granville Shear Zone ; CSZ : Cancale Shear Zone ; NASZ : North

Armorican Shear Zone ; SASZ : South Armorican Shear Zone. Ligne en rouge : profils sismiques ARMOR (AR1 et AR2) et SWAT 10 du projet (BIRPS & ECORS, 1986) détaillés dans la Figure 1. 5.

2. Les structures de socle de la Péninsule du Cotentin (CP)

2.1 Socle paléo/néoprotérozoïque et cycle cadomien

Les unités icartiennes (Paléoprotérozoïque) constituées de gneiss et migmatites et localisées au nord de la Péninsule du Cotentin (CP) représentent le socle Paléo/Protérozoïque dit Pentévrien plus au sud (Protérozoïque) sur lequel repose la série briovérienne (J. Chantraine et al., 1994) (Figure 1. 4). Les unités briovériennes (néoprotérozoïques) sont composées principalement de dépôts volcaniques, incluant des cherts noirs lités (phtanites), des grauwackes, des siltstones et des mudstones contenant d'abondantes intercalations conglomératiques (Chantraine et al., 2001 ; Samson et al., 2005). Ces roches sont affectées par un métamorphisme de bas grade (Le Gall et al., 2021). Elles affleurent dans la CP au sud de la discontinuité de Saint-Germain-sur-Ay (SGD), au Nord de la Zone de Cisaillement du Nord Cotentin (NCSZ) et au sud du Granite de Barfleur dans le Val de Saire (VS) (Chantraine et al., 2001) (Figure 1. 5).

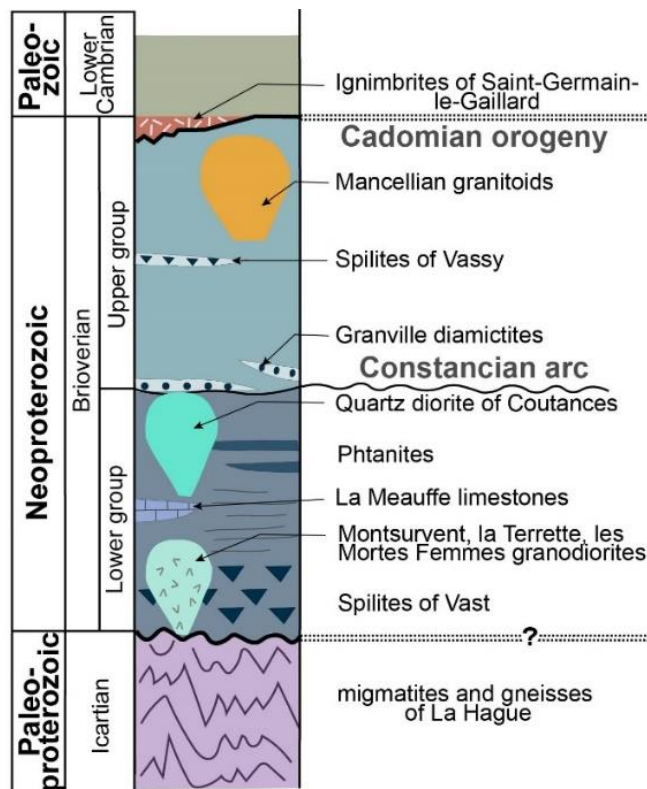


Figure 1. 4 : Log synthétique des unités protérozoïques (icartiennes et cadomiennes) de la péninsule du Cotentin (d'après Dissler et al., 1988, modifié).

Les roches briovériennes qui se décomposent en Briovérien inférieur (670 – 590 Ma) et supérieur (590 – 540 Ma) sont également présentes dans le GNB à Jersey et au sud des îles de Guernesey

Chapitre I Contexte géologique de la péninsule du Cotentin

(Figure 1. 5). Au Sud de la CP, dans la région de Coutances (Figure 1. 5), les unités du briovérien inférieur sont intrudées par les volcanites de Montsurvent à 640 Ma (Dupret, 1987) et plus tard par un complexe plutonique : la diorite de Coutances (584 ± 4 Ma, Guerrot, 1989 ; Rabu et al, 1990) (Tableau 1. 1).

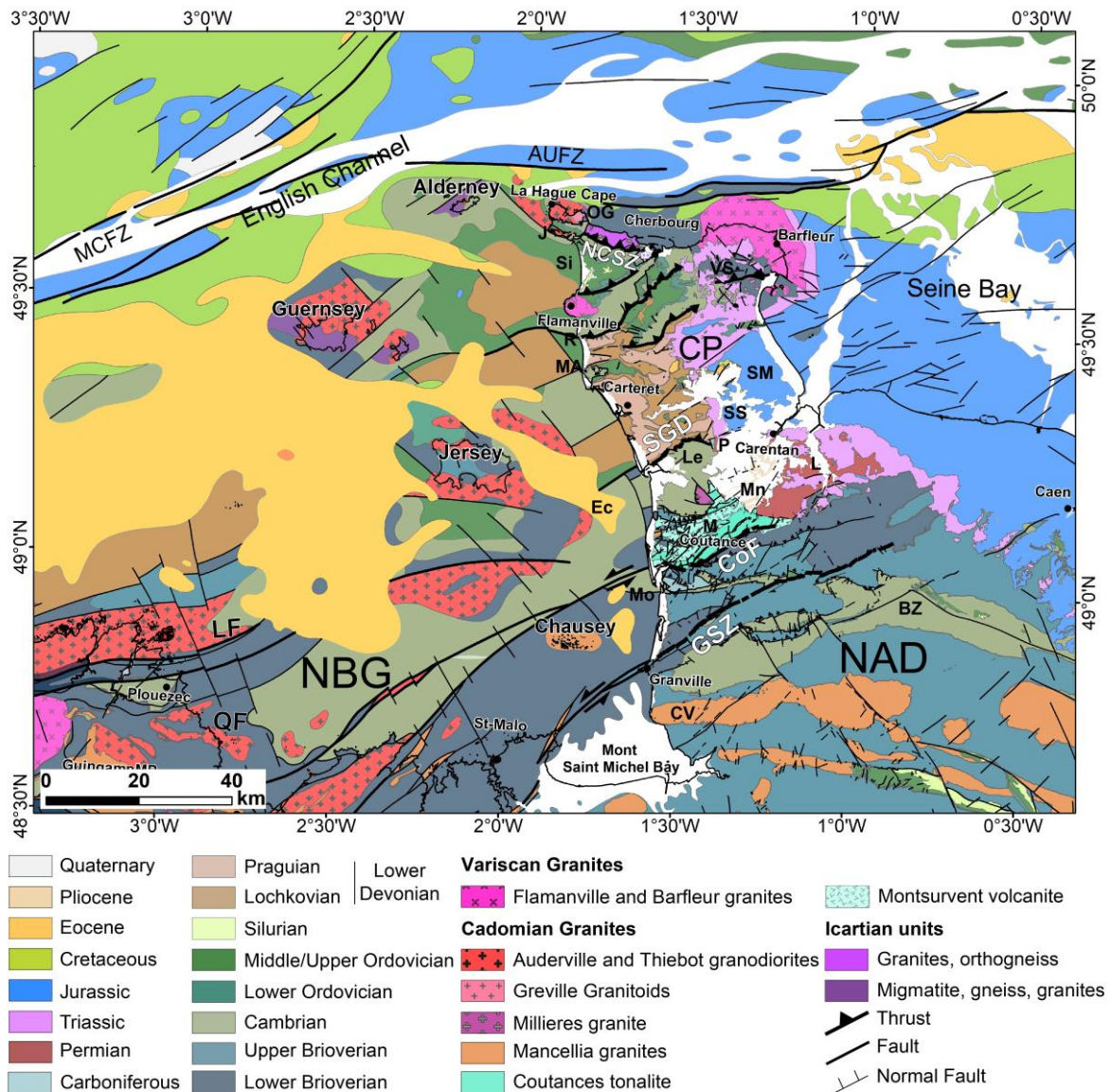


Figure 1. 5 : Carte géologique simplifiée du Domaine Nord Armorica (DNA) et du Golfe Normand-Breton (GNB) modifiée à partir de la carte géologique du BRGM (50 000 et 1/1 000 000) et de la carte Baie de Seine (Benabdellouahed et al., 2014). CP : Cotentin Peninsula ; MCFZ : Mid-Channel anomaly and fault system ; AUFZ : Aurigny Ushant Fault Zone ; NCSZ : North Cotentin Shear Zone ; SGD : Saint-Germain-sur-Ay discontinuity ; CoF : Coutances fault ; GSZ : Granville shear zone ; LF : Locquemeau fault ; QF : Le Quessoy Fault ; NBG : Normand-Breton Gulf ; NAD : North Armorican Domain ; J : Jobourg syncline ; Si : Siouville syncline ; OG : Omonville-Gréville ; VS : Val-de-Saire ; R : Rozel ; MA : Moitiers d'Allonnes anticline ; SM : Sainte-Mère-Eglise ; SS : St-Sauveur-le-Vicomte basin ; P : Le Plessis basin ; Le : Lessay basin ; L : Littry Basin ; Ec : Ecrehou basin ; Mn : Sainteny-Marchésieux ; M : Montsurvent ; Mo : Montmartin syncline ; BZ : Bocaine Zone syncline ; CV : Carolles-Vire massif.

Chapitre I Contexte géologique de la péninsule du Cotentin

Au Nord du CP, de part et d'autre du cap de la Hague (NW Cotentin), les roches briovériennes sont intrudées par des plutons cadomiens (Néoprotérozoïque), tels que le granite de Gréville (581.3 ± 1.1 Ma, Inglis *et al.*, 2005) et les granodiorites d'Auderville et de Thiebot, datés respectivement à 477 ± 8 Ma, (Power *et al.*, 1990) et $573 +1.3/-1$ Ma (Inglis *et al.*, 2005) (Tableau 1. 1).

Tableau 1. 1 : Synthèse des datations isotopiques des ensembles magmatiques qui affleurent au niveau du Cotentin (CP).

	Name of unit	Age and method	Original source
Icartian	Nez de Jobourg migmatitic orthogneisses	(U-Pb, Zircon) 2061 ± 7 Ma	Inglis <i>et al.</i> , 2004
		(U-Pb, Zircon) 2083 ± 2.7 Ma	Piton, 1985
	Omonville-Greville migmatitic orthogneisses	(U-Pb, Zircon) $2203 +49/-44$ Ma	Piton, 1985
	Icart gneiss	(U-Pb, Zircon) 2018 ± 15 Ma	Calvez <i>et al.</i> , 1978
		(U-Pb, Zircon) 2100 - 2000 Ma	Dupret, 1990
	Trébeurden Orthogneiss	(U-Pb, Zircon) $2031 +36/-28$ Ma	Auvray <i>et al.</i> , 1979
Cadomian	Thiebot granodiorite	(U-Pb, Zircon) $573+1.3/-1$ Ma	Inglis <i>et al.</i> , 2005
		598 ± 12 Ma	Graviou <i>et al.</i> , 1988
	Moulinet quartz diorite	(Xenolite) 594 ± 12 Ma	Graviou <i>et al.</i> , 1988
		(U-Pb, Zircon) 645 ± 12 Ma	Graviou <i>et al.</i> , 1988
		(U-Pb, Zircon) $585 + 13/-12$ Ma	Guerrot <i>et al.</i> , 1990
		($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hornblende) 561 ± 2 Ma	Dallmeyer <i>et al.</i> , 1993
	Jardeheu quartz diorite	(K/ ^{40}Ar hornblende) 553 ± 11 Ma	Adams, 1967
		($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hornblende) 599 ± 2 Ma	Dallmeyer <i>et al.</i> , 1993
	Auderville granodiorite	(U-Pb, Zircon) $610+0.9/-0.7$ Ma	Inglis <i>et al.</i> , 2005
		(U-Pb, Zircon) 608 ± 2 Ma	Inglis <i>et al.</i> , 2005
(Rb/Sr) 477 ± 8 Ma		Power <i>et al.</i> , 1990	
(Rb/Sr) 515 ± 12 Ma		Power <i>et al.</i> , 1990	
(U-Pb) 575 Ma		Samson, unpublished	
(U-Pb, Zircon) 581 ± 1.1 Ma		Inglis <i>et al.</i> , 2005	
Greville granite	(U-Pb, Zircon) 584 ± 4 Ma	Guerrot, 1989	
Coutances tonalite	(U-Pb, Zircon) 540 ± 10 Ma	Pasteels <i>et al.</i> , 1982	
Mancellia granites			
Hercynian	Barfleur and Flamanville granites	(U-Pb, Zircon) 318 ± 1.5 Ma	Brun <i>et al.</i> , 1990

2.2 Le cycle Cadomien

Du point de vue géodynamique, depuis les années 1980, l'orogénèse cadomienne est décrite comme liée à une marge continentale active, constituant la bordure nord du paléocontinent du Gondwana. Elle constitue le résultat d'une collision entre une bordure continentale et une plaque océanique correspondant à l'océan de la Manche en cours de fermeture (Lefort, 1975 ; Auvray et al., 1979 ; Graviou, 1984 ; Graviou et al., 1988 ; Dupret et al., 1990 ; Chantraine et al., 2001 ; Ballèvre et al., 2013). L'anomalie magnétique de la Manche centrale serait la signature de cette suture océanique (Lefort and Segoufin, 1978) (Figure 1. 6).

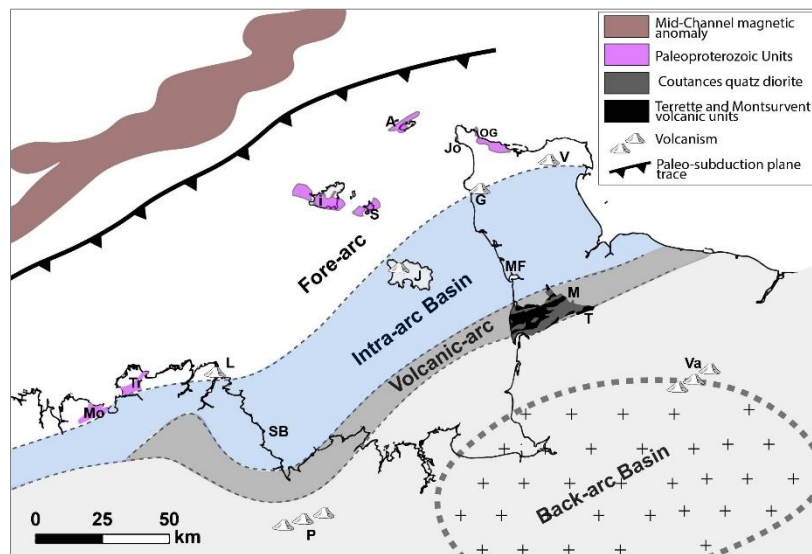


Figure 1. 6 : Dispositif cadomien du massif Nord-est Armoricaïn (Dissler et al., 1988). A : Alderney ; Jo : Jobourg ; V : Le Vast ; OG : Omonville-Greville ; G : Saint Germain-le-Gaillard ; S : Sark ; I : Icart ; J : Jersey ; MF: Les Mortes Femmes ; M : Montsurvent ; T : Terrette ; Va : Vassy ; P : Plouguenast ; SB : Saint-Brieuc ; L : Lézardieux ; Tr : Trebeurden ; Mo : Moulin de la Rive.

Ainsi, le modèle d'évolution du NAD propose l'existence d'une croûte continentale (Graviou, 1984) dès le Protérozoïque (Ballèvre et al., 2013) qui semblerait appartenir à la bordure morcelée du Gondwana (Vernhet et al., 1999). Ces lambeaux de croûte (socles icartien ou pentevrien) formés essentiellement de gneiss et couvrant la période entre 2.2 à 1.8 Ga (Auvray et al., 1979) sont préservés et disséminés dans le NAD (Figure 1. 6). Le caractère discontinu des affleurements rend difficile la reconstitution de leur évolution géodynamique. Mais, la présence d'ensembles magmatiques plus tardifs datés entre 700-540 Ma à affinité calco-alcaline (Auvray et al., 1979) permet de proposer un lien avec une subduction de la croûte océanique de l'océan Manche sous le socle pentévrien.

Les premiers stades du fonctionnement de cette zone de subduction (stade précoce) correspondent à la mise en place d'un arc insulaire primitif (750 à 625 Ma) sur la croûte icartienne (Dissler *et al.*, 1988) (Figure 1. 7). Au Nord du NAD, on trouve des basaltes andésitiques à affinité

tholéiitique dans la formation du Vast dans le Val de Saire (Dissler *et al.*, 1988) tandis qu'au sud, les épanchements basaltiques (laves en coussins) de type MORB (Mid-Ocean Ridge Basalt) de la Terrette présentant un chimisme tholéiitique pourrait correspondre à un bassin marginal d'arrière arc (Figure 1. 6 & Figure 1. 7).

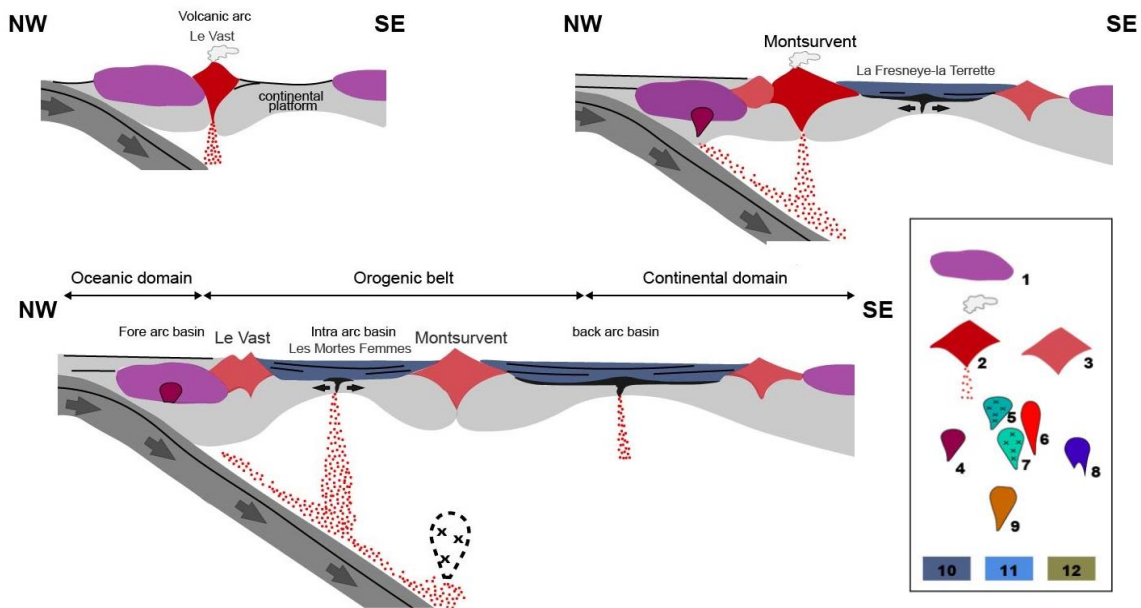


Figure 1. 7 : Evolution géodynamique cadomienne du Massif Nord Armoricain Dissler *et al.*, 1988. Stade d'individualisation des arcs et des bassins Briovérien inférieur. (1) : Pentévrien ; (2) : volcanisme actif ; (3) : volcanisme inactif ; (4) : granitoïdes précoces ; (10) : Briovérien inférieur à phanites (Dissler *et al.*, 1988).

Dupret (1990) propose ensuite la mise en place de l'arc insulaire de Montsurvent (Coutances) et l'ouverture d'un bassin marginal intra-arc au nord (Les Mortes Femmes, MF) qui s'accompagne des épanchements de laves spilitiques légèrement calco-alcalines sur une croûte pentévrienne (Dissler *et al.*, 1988 ; Dupret *et al.*, 1997 ; Graindor, 1998) (Figure 1. 7).

Dans ces bassins se déposent les premiers dépôts terrigènes et détritiques dont les phanites d'âge briovérien inférieur (Figure 1. 7). Spécifiquement, le bassin intra-arc serait quant à lui le lieu en plus d'une sédimentation carbonatée (calcaire de la Meauffe). Cette sédimentation évolue ensuite vers des dépôts volcaniques et une sédimentation turbiditique fine (Dupret *et al.*, 1997).

La zone est ensuite marquée par des intrusions tonalitiques à affinité calco-alcaline, comme la diorite des Moulinets et la diorite du Theil mises en situation d'avant arc tandis que la diorite de Coutances (584 Ma) s'enracine dans l'arc de Montsurvent entre les bassins marquant la surrection de l'arc constantien (Figure 1. 6). Ces intrusions indiquent le stade de maturité des arcs insulaires (Dissler *et al.*, 1988) (Figure 1. 8).

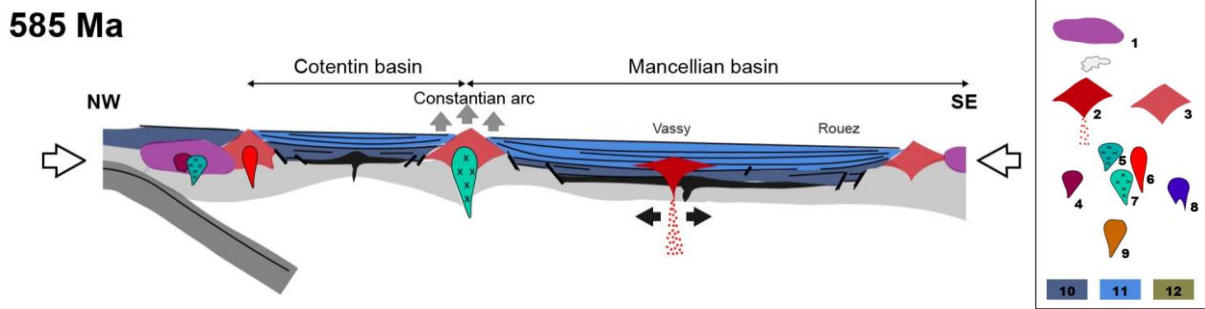


Figure 1. 8 : Stade de comblement des bassins marginaux et édification de l'arc constantien. (1) : Pentévrien ; (2) : volcanisme actif ; (3) : volcanisme inactif ; (4) : granitoïdes précoces ; (5) : diorite des Moulinets ; (6) : diorite du Theil ; (7) : diorite de Coutances) ; (10) : Briovérien inférieur à phanites ; (11) : flysch et conglomérats du Briovérien supérieur (Dissler et al., 1988).

L'exhumation et l'érosion de l'arc constantien (Figure 1. 8) alimentent les bassins intra-arc et arrière-arc d'une sédimentation détritique terrigène (flysch) au cours du Briovérien supérieur (Figure 1. 5). Cependant, aucune série détritique du Briovérien supérieur ne semble s'être déposée dans le bassin avant-arc (Le Vast). Le bassin arrière-arc toujours en extension est marqué par des intrusions de laves tholéïtiques en coussins de type MORB, les spilites de Vassy (Dupret, 1987) intrusives dans le Briovérien supérieur.

Cette phase cadomienne initiale se poursuit par un stade compressif de direction NNW-SSE induisant la fermeture des bassins marginaux et le développement vers le sud (domaine mancennien) d'une nouvelle subduction accompagnée d'une activité magmatique importante (Figure 1. 9) dans le domaine mancennien (les granitoïdes fini-cadomiens). Au Nord, dans le domaine domnonéen se mettent en place les complexes granitiques de La Hague, de Guernesey et de Jersey entre 570 et 490 Ma (Adams, 1967). Au Sud, le domaine mancennien est intrudé par les granitoïdes (batholite de Mancellia), issus de la fusion partielle de la croûte continentale ou néocroûte brioverienne au sein de l'unité de Fougères (Dupret, 1987 ; Egal *et al.*, 1996). Cette fusion crustale au sud serait concomitante de l'écaillage à vergence NW du bassin arrière arc lors de sa fermeture. Cette phase de déformation majeure a induit la formation des plis synschisteux à vergence nord du Cotentin et le développement des cisaillements majeurs d'orientation N70°E, qui découpent les ensembles des chaînes cadomiennes (SGG, SGD, CoF, GSZ et Vassy) (Figure 1. 9) faisant migrer le front orogénique et l'activité magmatique vers le Sud (Dupret et al., 1997). Cette phase est suivie d'une érosion majeure qui conduit à la plaine cadomienne recoupant les unités brioveriennes (Figure 1. 10) et sur laquelle se met en place la sédimentation cambrienne.

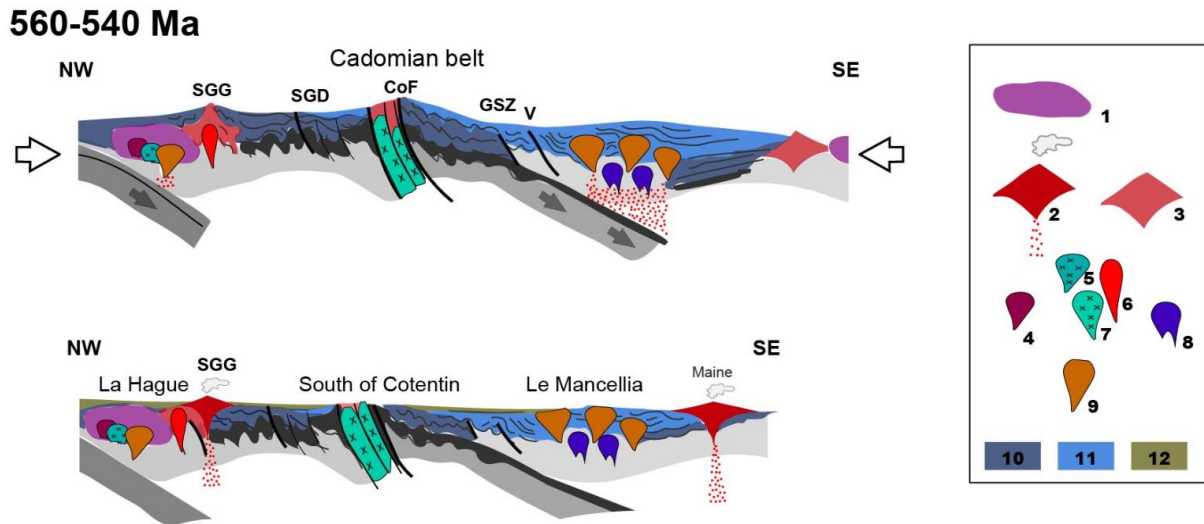


Figure 1. 9 : Stade de convergence et du magmatisme fini-cadomien. SGG : Accidents de Saint-Germain-le-Gaillard ; SGD : Saint-Germain-sur-Ay Discontinuity ; CoF : Coutances Fault ; GSZ : Granville Shear Zone ; V : de Vassy ; (1) : Pentévrien ; (2) : volcanisme actif ; (3) : volcanisme inactif ; (4) : granitoïdes précoces ; (5) : diorite des Moulinets ; (6) : diorite du Theil ; (7) : diorite de Coutances ; (8) : gabbros ; (9) : granitoïdes fini-cadomiens ; (10) : Briovérien inférieur à phanites ; (11) : flysch et conglomérats du Briovérien supérieur ; (12) : Dépôts molassiques du Cambrien (Dissler et al., 1988).

La déformation cadomienne s'exprime donc principalement dans les roches briovériennes au sud de la CP, par l'intermédiaire des principales zones de cisaillement ductiles orientées WSW-ESE d'échelle régionale : les zones de cisaillement de Granville (GSZ), Coutances (CoF) et Saint-Germain-sur-Ay (SGD) (Figure 1. 10).

Ces zones de cisaillement cadomiennes présentent une composante latérale senestre prédominante le long de leur tracé N70°E, tandis que la CoF présente une composante supplémentaire chevauchante à vergence SW le long de son tracé NW-SE en Bretagne (Brun et al., 1990) (Figure 1. 10). Sur les profils de sismique réflexion SWAT 10 et ARMOR (Figure 1. 11), les zones de cisaillement cadomiennes correspondent à des réflecteurs à fort pendage nord-ouest (60° E) diminuant en profondeur et s'enracinant en profondeur à ~20 km au sommet de la croûte inférieure litée (Bois et al., 1990 ; Bitri et al., 2001) (Figure 1. 11). Les zones de cisaillement cadomiennes (Figure 1. 10) sont considérées comme des structures tectoniques de premier ordre pour la péninsule du Cotentin et le domaine Nord Armoricaïn (Chantraine et al., 1988 ; Dupret et al., 1990 ; Bitri et al., 2001, 2010).

Chapitre I Contexte géologique de la péninsule du Cotentin

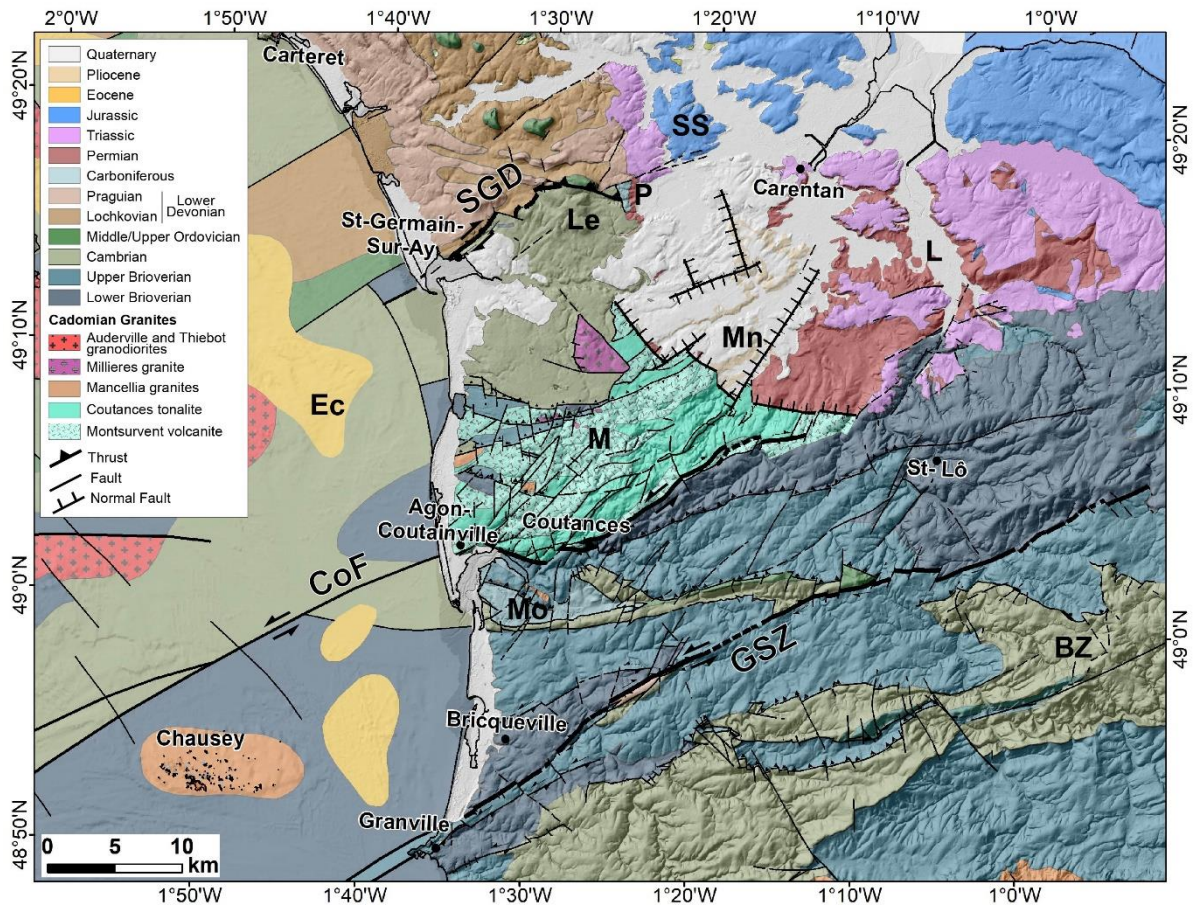


Figure 1. 10 : Extrait de la carte géologique simplifiée du NAD et du GNB. SGD : Saint-Germain-sur-Ay discontinuity ; CoF : Coutances fault ; GSZ : Granville shear zone ; SS : St-Sauveur-le-Vicomte basin ; P : Le Plessis basin ; Le : Lessay basin ; L : Littry basin ; Ec : Ecrehou basin ; Mn : Sainteny-Marchésieux ; M : Montsurvent ; Mo : Montmartin syncline ; BZ : Bocaine Zone syncline.

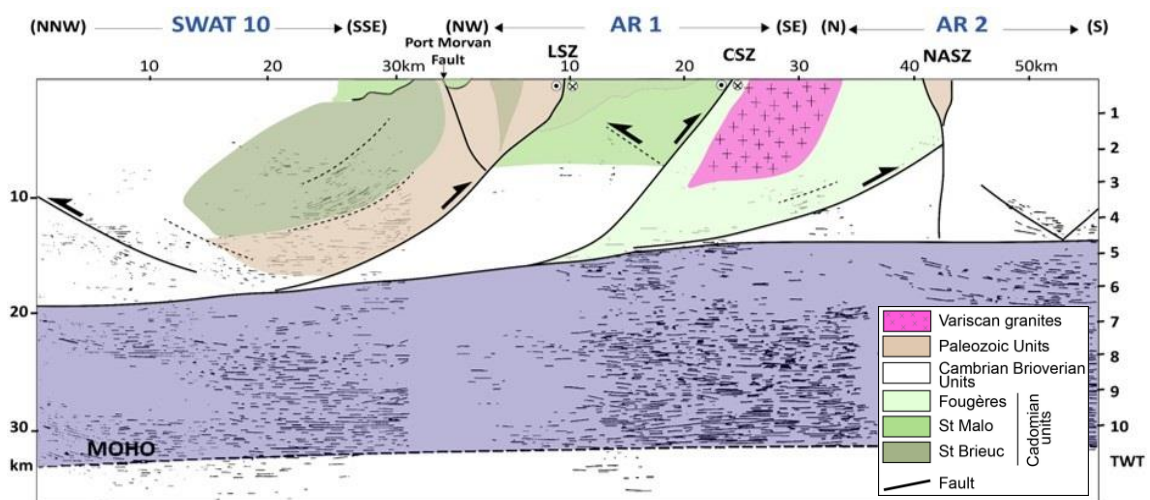


Figure 1. 11 : Coupe sismique ARMOR (AR1 et AR2) et SWAT 10 du projet (BIRPS & ECORS, 1986) positionnée dans la figure 1.3, met en évidence les cisaillements cadomiens et varisques (d'après Brun et al., 2001, modifié) repositionnée sur la Figure 1.3. LSZ : La Fresnaye Shear Zone ; CSZ : Cancale Shear Zone ; NASZ : North Armoricain Shear Zone.

3. Les structures paléozoïques de la CP

3.1 Les bassins paléozoïques et leurs remplissages

Le substratum précambrien complexe est recouvert par des séries paléozoïques (du Cambrien inférieur au Dévonien) mises en place dans des bassins qui seront déformés par les structures varisques, puis intrudés par des granitoïdes varisques (Figure 1. 12). Les séries méta-sédimentaires paléozoïques (Figure 1. 13) forment principalement un grand bassin sédimentaire (80 x 80 km²) qui englobe l'ouest de la CP et la majeure partie du GNB. Les relations entre les unités paléozoïques, les granites cadomiens et les roches métamorphiques du socle sont bien décrites (Dupret et al., 1997 ; Graindor, 1998) entre autres dans le nord du Cotentin, dans les synclinaux de Jobourg et Siouville.

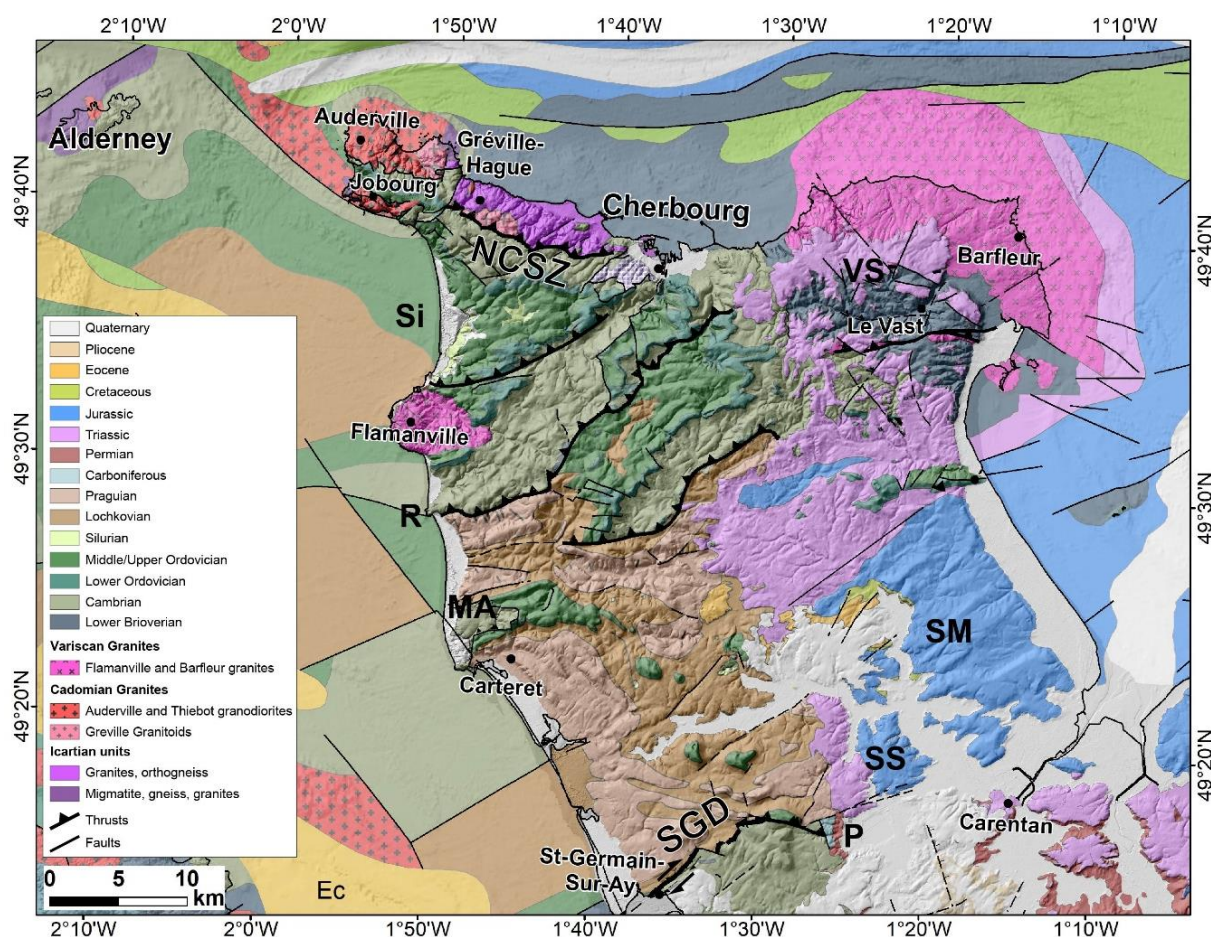


Figure 1. 12 : Extrait de la carte géologique simplifiée du NAD et du GNB représentée dans la figure 4. NCSZ : North Cotentin Shear Zone ; SGD : Saint-Germain-sur-Ay discontinuity ; Si : Siouville syncline ; VS : Val-de-Saire ; R : Rozel ; MA : Moitiers d'Allonnes anticline ; SM : Sainte-Mère-Eglise ; SS : St-Sauveur-le-Vicomte basin ; P : Le Plessis basin ; Le : Lessay basin ; Ec : Ecrehou basin.

Chapitre I Contexte géologique de la péninsule du Cotentin

Dans le détail, l'extension géographique des unités paléozoïques dans le Cotentin n'est pas uniforme. Différents sous-ensembles paléozoïques se dessinent. Les synclinaux cambro-siluriens de Siouville et Jobourg s'étendent entre les granites de Flamanville et d'Auderville. Le bassin cambrien de Lessay (Le) est situé au nord de la CoF et immédiatement au sud de la SGD. Les bassins houillers permo-carbonifères de Littry (L) et du Plessis (P) se développent à l'est autour de Carentan. L'anticlinal cambro-dévonien des Moitiers d'Allonnes (MA) est situé au nord de la SGD, près de Carteret (Figure 1. 12). De part et d'autre de la GSZ, s'étend le bassin houiller carbonifère de Montmartin (Mo) (Pareyn, 1954 ; Baize, 1998 ; Vernhet et al., 1999) au Nord et les unités cambro-ordoviciennes du synclinal de la zone Bocaine (BZ) et du synclinal d'Urville au Sud (Figure 1. 10).

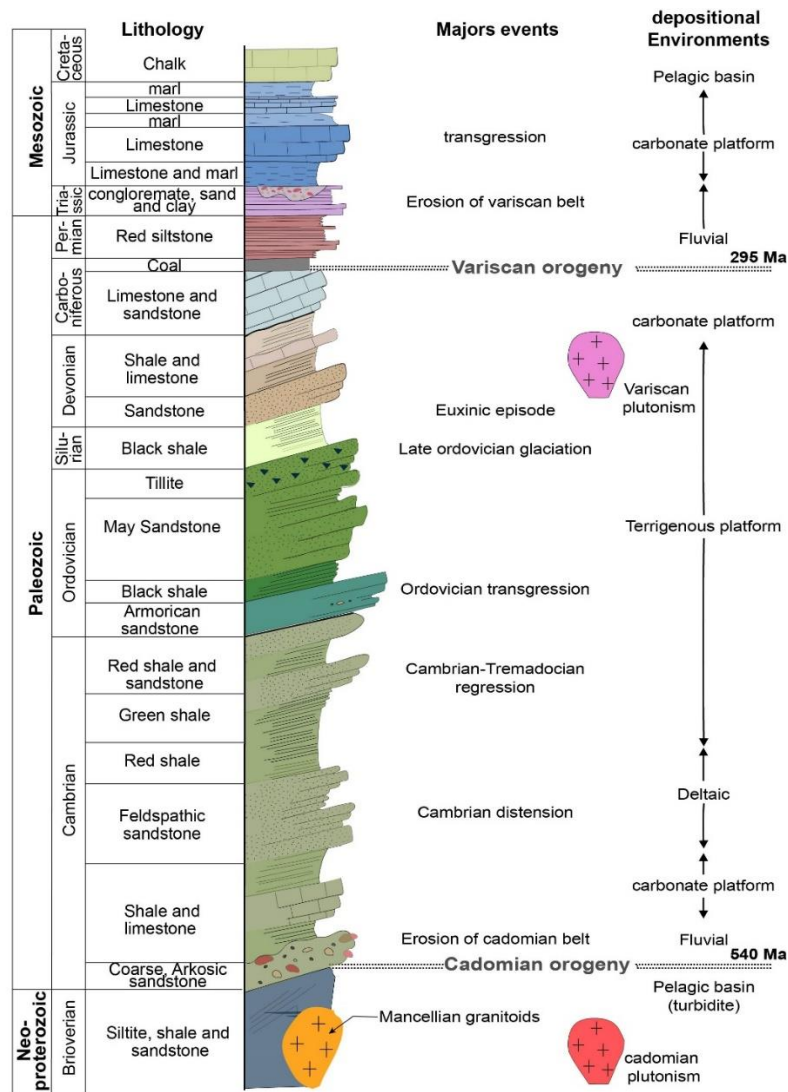


Figure 1. 13 : Log synthétique des unités méso-paléozoïques et des grands événements géodynamiques du Cotentin (d'après Le Gall & Dugué, 2003 in Guérin, 2003, modifié).

Les premiers dépôts paléozoïques de la CP sont associés au Cambrien inférieur (Vernhet et al., 1999). Ils sont essentiellement représentés par des dépôts terrigènes (conglomérats, schistes et grès) résultant de l'érosion de la chaîne cadomienne (Figure 1. 5).

Les séries Ordovicien-Silurien et Dévonien inférieur (eg. synclinaux de Montmartin et de Jobourg-Siouville) sont composées de dépôts terrigènes (Figure 1. 13) (J. Chantraine et al., 1994). Les formations du Dévonien moyen et supérieur ne sont pas reconnues, ce qui pourrait être dû à une érosion liée à un épisode d'émersion durant cette période (J. Chantraine et al., 1994 ; Vernhet et al., 1999).

Les dépôts carbonifères et permians sont limités au centre du Cotentin. Les unités carbonifères sont formées de sédiments terrigènes (charbon, conglomérat, grès et schistes), ainsi que d'intrusions basaltiques/andésitiques du Stéphanien.

Les unités permienes résultent de l'érosion du relief varisque (J. Chantraine et al., 1994) et sont formées principalement de pélites rouges de l'Autunien, d'argiles et des calcaires de Saint-Jean de Dayer. Elles recouvrent en discordance les séries briovériennes et les unités paléozoïques dans le bassin de Carentan.

3.2 Le cycle hercynien

Du point de vue géodynamique, le Cotentin et le GNB appartiennent au microcontinent Armorica initialement rattaché à la bordure nord du Gondwana au sud du continent Laurentia. Ces deux continents étaient séparés au Cambrien par les océans Iapetus et Rhéique de part et d'autre du micro-continent Avalonia. L'évolution géodynamique a conduit à la fermeture de l'océan Iapetus au Silurien / Dévonien inférieur, en formant la chaîne acadienne, tandis que s'est individualisé le bloc Armorica entre l'océan Rhéique et un nouvel espace océanique centralien au sud (Matte, 1986) (Figure 1. 14).

Le NAD à l'exception de sa partie méridionale formait alors une plateforme continentale marine appartenant au domaine oriental de la plaque Armorica accolée au domaine Gondwana jusqu'au Silurien (Dupret et al., 1997) (Figure 1. 14). Cette région nord-mancellienne en contexte de rift puis de bordure de marge passive (extension de l'arc constantien et émersion du socle cadomien) est donc le lieu d'une sédimentation continentale puis de plateforme marine du Cambrien jusqu'au Dévonien inférieur (Figure 1. 13).

Au Dévonien inférieur le microcontinent Armorica subit une double subduction à vergence opposée qui se traduit par un contexte compressif NNW-SSE. Cette double subduction est scellée pendant le Carbonifère (après le Viséen moyen et avant le Westphalien) en formant ainsi la chaîne hercynienne qui atteindra son épaisseur crustale maximale par empilement de nappes au tout début du Permien (Ballèvre et al., 2009).

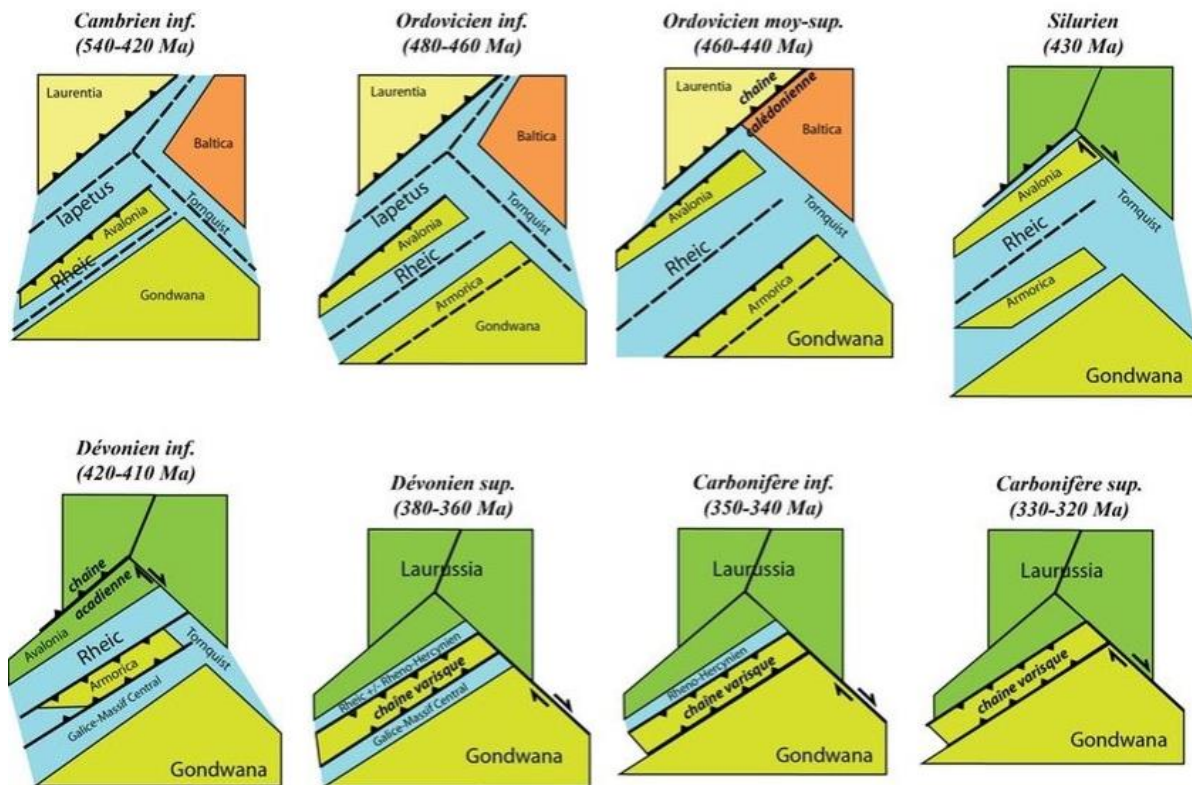


Figure 1. 14 : Evolution géodynamique au Paléozoïque des plaques Laurentia, Baltica et Gondwana (Ballèvre et al., 2013).

3.3 Expression de la déformation hercynienne

La déformation varisque affecte peu le NAD comparé au reste des régions de l'Europe occidentale, mais elle se manifeste quand même par l'individualisation de grandes structures synclinales orientées N70° à N130°E dans le Cotentin telles que les synclinaux de Siouville (Si) et Jobourg (J) (Figure 1. 12), le domaine Mancellien (Zone Bocaine (BZ) et le synclinal de Montmartin (MO)) (Figure 1. 15) et l'installation d'une plateforme carbonatée. Cette déformation provoque des plissements, des écaillages, des chevauchements à vergence sud associé à un métamorphisme de bas grade. L'intensité de la déformation diminue du Nord (pointe du Cotentin) vers le Sud (domaine Mancellien) (Vernhet et al., 1999). A ce premier stade de compression s'associe un magmatisme doléritique filonien mis en place le long de fractures d'orientation N-S dans NAD (e.g filon du Mesnil-Rouxelin) (Baize et al., 1997).

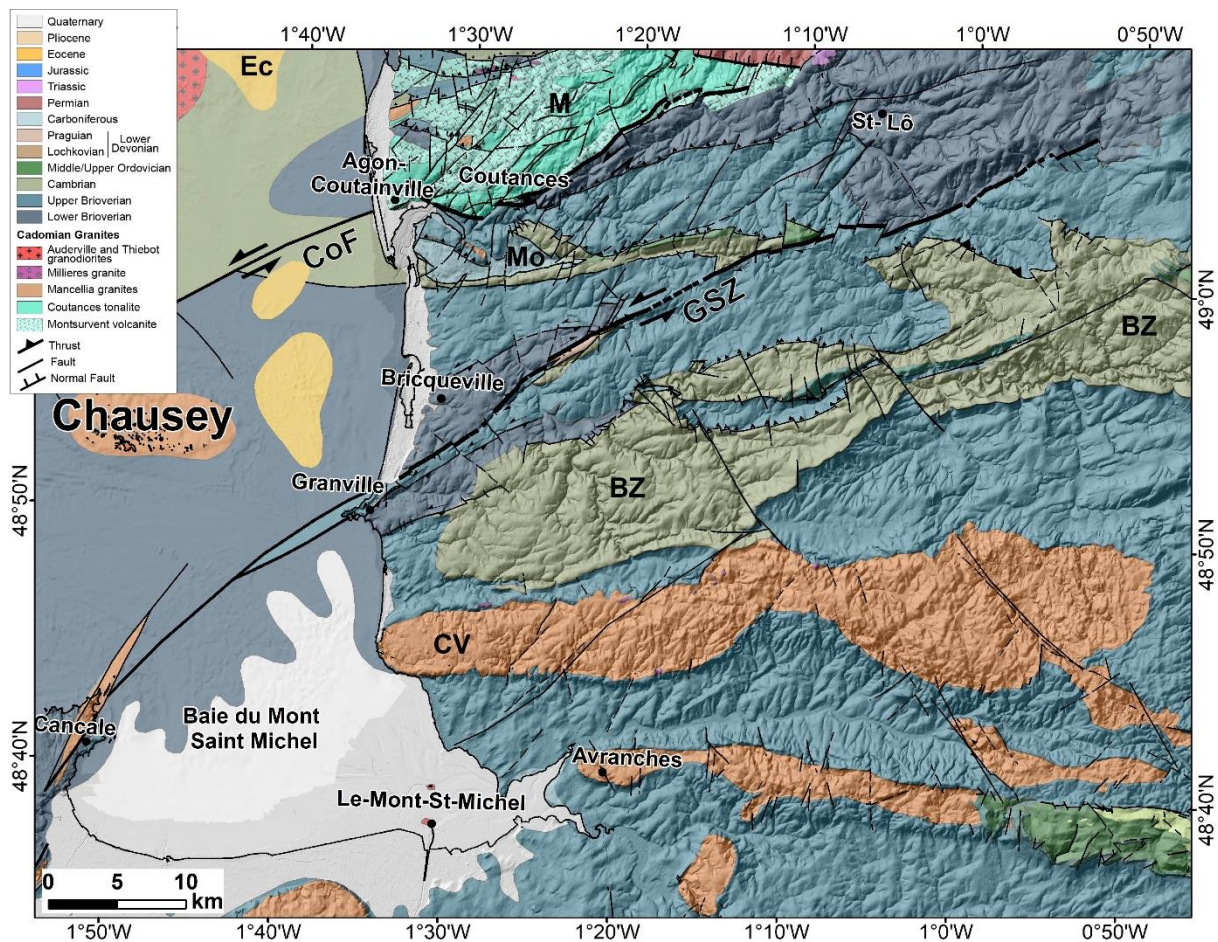


Figure 1. 15 : Carte géologique simplifiée de la partie sud de la péninsule du Cotentin. CoF : Coutances fault ; GSZ : Granville shear zone ; Ec : Ecrehou basin ; M : Montsurvent ; Mo : Montmartin syncline ; BZ : Bocaine Zone syncline ; CV : Carolles-Vire massif.

L'expression des évènements hercyniens (300 Ma) marquent également la majeure partie de la ceinture armoricaine, sous forme de failles et de zones de cisaillements.

- Le développement de failles syn-sédimentaires orientée NW-SE comme la faille du Quessoye (QF), délimite l'ouest du GNB (Le Gall et al., 2021) (Figure 1. 5).
- Les grands accidents cadomiens de direction NE-SW sont réactivés, tels que la zone de cisaillement La Fresnaye (LSZ) et son extension le long de la discontinuité de Saint-Germain sur Ay (Cotentin) (SGD) (J. Chantraine et al., 1994 ; Lefort and Aifa, 1996 ; Ballèvre et al., 2001) (Figure 1. 10).
- les zones de cisaillement ductile se développent, notamment la zone de cisaillement nord-armoricaine (NASZ) (Figure 1. 3), et ses failles satellites telles que le duplex dextre de Molène et les failles secondaires (splay faults) dans le bassin carbonifère de Laval. Le formation de la NASZ est synchronisée avec la mise en place de plutons granitiques (Plouaret, Quintin) entre 330 - 291 Ma (Peucat et al., 1984). Ce cisaillement apparaît

comme lié à la réactivation d'un ancien accident cadomien (Chauris, 1969 ; Paris et al., 1976 ; Watts and Williams, 1979 ; Egal et al., 1996).

La phase de compression hercynienne est suivie d'un épisode de distension tardi-hercynien (post-orogénique) au cours duquel se développent les bassins houillers de Plessis et Molay Littry au sud de Carentan (Figure 1. 10) accompagné d'un magmatisme intraplaque alcalin (coulées volcaniques). Ces dépressions subsidentes vont être comblées par des dépôts issus de la pénéplation hercynienne (séries rouges du Permien). Ce contexte extensif va perdurer jusqu'au Trias.

Dans la CP, la déformation varisque est partitionnée en deux domaines : (1) un domaine remobilisé, impliqué dans la ceinture varisque de plis et de chevauchements à faible épaisseur, situé au nord de la CoF et de la SGD, qui correspond à la partie nord couverte par des bassins paléozoïques (Ordovicien à Dévonien) (Figure 1. 16). (2) un domaine stable, peu déformable, situé au sud de la CoF, avec l'individualisation de grandes structures synclinales (bassins) orientées N70° à N120°E, telles que le synclinal de Montmartin (Mo) et la Zone de Bocaine (BZ) (Le Gall et al., 2021) (Figure 1. 10).

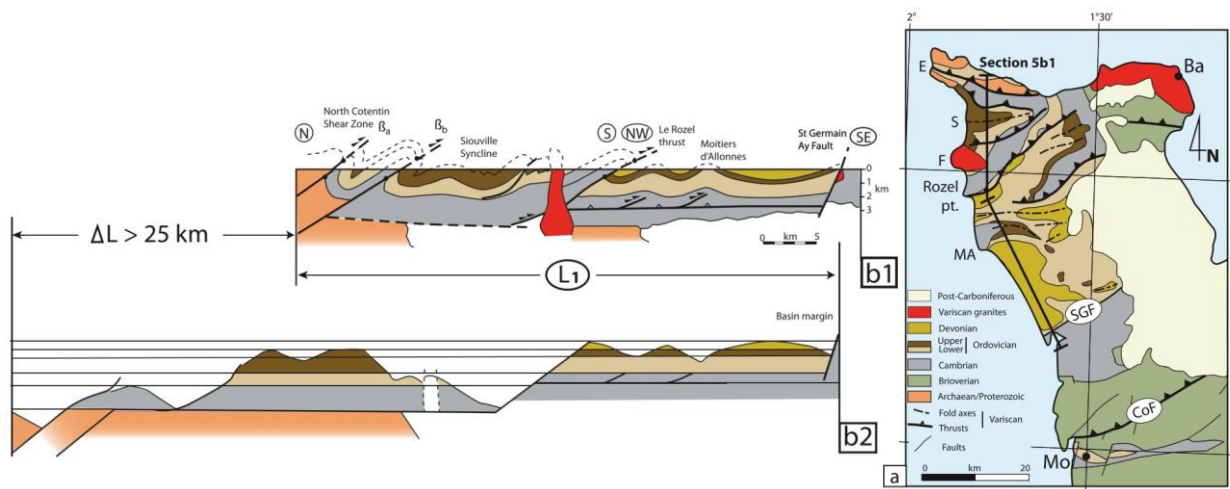


Figure 1. 16 : Style de la déformation varisque du Nord Cotentin. (a) carte géologique simplifiée. (b1) coupe géologiques N-SE et (b2) coupe restaurée de la coupe géologique (b1). Ba : Barfleur ; CoF : Coutances fault ; F : Flamanville ; MA : Moitiers d'Allonnes ; Mo : Montmartin-sur-Mer ; S : Siouville syncline ; SGF : Saint-Germain-sur-Ay fault.

Plus précisément, le nord de la CP permet de mettre en évidence trois phases de déformation varisque (Dissler et Gresselin, 1988 ; Rolet *et al.*, 1994). La première phase, qui s'est déroulée au Viséen moyen - Westphalien (340 à 300 Ma) (Dissler et Gresselin, 1988 ; Chantraine *et al.*, 1994 ; Baize *et al.*, 1997 ; Vernhet *et al.*, 1999), est caractérisée par le développement de plis *thin skin* orientés N110°E dont les synclinaux de Siouville (Si) et de Jobourg (J) (Dupret et al., 1990 ; Le Gall et al., 2021) (Figure 1. 16). Ensuite, une zone de cisaillement orientée N120°E, nommée la Nord Cotentin Shear Zone (NCSZ) s'est développée, accompagnée de chevauchements NE-SW le long du

flanc sud du synclinal de Siouville (Figure 1. 12 & Figure 1. 16) (Dissler et Gresselin, 1988). Le développement de la NCSZ a entraîné le chevauchement des unités cadomiennes et paléo/mésoprotérozoïques sur les unités cambriennes du flanc nord du synclinal de Jobourg-Siouville (Dissler et Gresselin, 1988 ; Butaeye *et al.*, 2001). Cette déformation a été accommodée par le développement de rampes latérales et de chevauchements orientés N60°E (Vast, Quinerville à l'Est) et N30°E (Eculleville à l'Ouest) (Dissler et Gresselin, 1988 ; Rolet *et al.*, 1994) (Figure 1. 12). Une déformation varisque plus tardive est signalée dans ces bassins, avec des failles normales N150°-160°E (Pareyn, 1954 ; Vernhet *et al.*, 1999).

La répartition de la déformation varisque dans la péninsule du Cotentin est contrôlée par la réactivation inverse des zones de cisaillement cadomienne SGD et CoF (Pareyn, 1980 ; Vignerresse, 1988 ; Baize *et al.*, 1997 ; Baize, 1998). La réactivation de la CoF sous forme d'un décrochement senestre avec une composante inverse (Doré *et al.*, 1988) et la GSZ N70°E, est responsable du chevauchement vers le sud des unités du Briovérien inférieur (unités de Montsurvent et la diorite de Coutances) et le rajeunissement de la SGD en tant que faille transtensive dextre (Le Gall *et al.*, 2021) (Figure 1. 12). La réactivation des accidents cadomiens après le carbonifère supérieur à recoupé les filons doléritiques orientés nord-sud de Saint-Malo, qui sont d'âge dinantien (carbonifère inférieur). Ces essaims de filons ont été formés lors de l'épisode fissural qui a affecté le massif Nord-Armoricain il y a environ 330 Ma (Lefort and Aifa, 1996). Les phases de déformation varisques sont contemporaines de la mise en place des granites de Barfleur et de Flamanville daté à 318 ± 1.5 Ma (Graindor and Wasserburg, 1962 ; Brun *et al.*, 1990 ; Martin *et al.*, 2018) (Tableau 1. 1).

4. L'évolution post-varisque

4.1 La couverture sédimentaire méso-cénozoïque

L'histoire méso-cénozoïque dans le NAD n'est pas facile à retracer au vu de la rareté des affleurements (Bessin *et al.*, 2015a). Dès le Trias, le NAD représentait la bordure occidentale du Bassin de Paris et a connu une évolution continentale marquée par des altérations et érosions importante (Klein, 1975 ; Dugué, 1989 ; Baie, 1998). Cette évolution est responsable de l'aplanissement de la chaîne varisque (Klein, 1990). Les premiers dépôts (détritiques) du Trias (Figure 1. 13) se déposent en discordance sur le socle cadomien et paléozoïque et remplissent les bassins individualisés le long des accidents tectoniques. Ils constituent les premiers dépôts du cycle alpin et sont contemporains des premiers stades du rifting précédant l'ouverture de l'Atlantique Nord (Guillocheau *et al.*, 2000 ; Bessin *et al.*, 2015a) (Figure 1. 17).

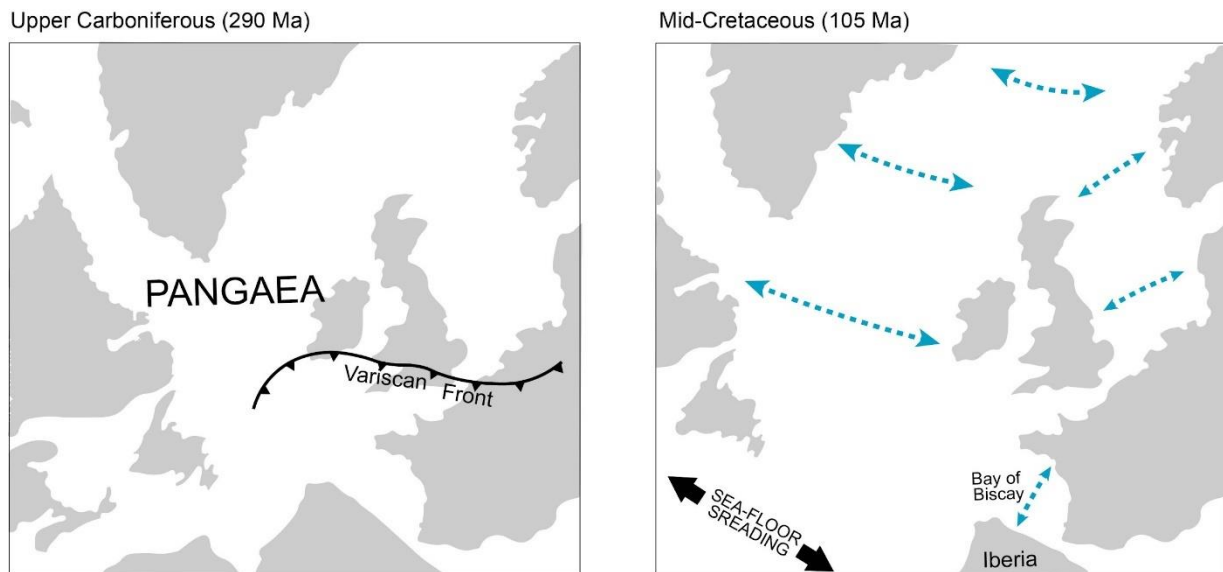


Figure 1. 17 : Evolution géodynamique de l'ouverture de l'Atlantique Nord. Les flèches indiquent l'extension approximative du Permien au Crétacé inférieur (Chadwick et al., 1990).

Le passage Trias-Jurassique est marqué par la mise en place d'un essaim de filons doléritiques datés 205 Ma à l'ouest du massif Armoricain orientés NW-SE parallèlement au système de failles tardi-varisques de type Kerforne recoupant toutes les structures varisques (Caroff et al., 1995 ; Jourdan et al., 2007). Ces filons existent aussi sur la marge continentale américaine, africaine, à Terre-Neuve et en Espagne. Ils sont généralement associés aux premiers stades de l'ouverture de l'Atlantique Nord dans le système dit CAMP Central Atlantic Magmatic Province (McHone et al., 1987 ; Ziegler, 1987 ; Piqué and Laville, 1996 ; Caroff and Cotton, 2004 ; Ballèvre et al., 2009). L'ouverture de l'Atlantique va entraîner la dislocation de la Pangée (Ziegler, 1986 ; Beucler et al., 2021) et l'individualisation de la microplaque ibérique (Espagne, Portugal), puis l'ouverture du golfe de Gascogne dans la plaque Europe (Crétacé) (Wyns et al., 2003) (Figure 1. 17). L'ouverture de l'Atlantique Sud entraînera une remontée de la plaque Afrique vers le Nord et la création de la chaîne pyrénéenne (Ziegler et al., 1979 ; Bevan and Hancock, 1986).

La phase de distension post-varisque N-S a conduit à la réactivation des réseaux de failles d'échelle régionale NE-SW de la Manche en tant que failles normales (par exemple la zone de failles de la Manche centrale (MCFZ)) liées au rifting précoce de l'Atlantique Nord, du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur (Ziegler et al., 1979 ; Ziegler, 1986 ; Bois et al., 1990 ; Beucler et al., 2021) (Figure 1. 17). Elle a permis le développement de grabens subsidents terrestres et marins le long des failles héritées WSW-ENE à E-W (par exemple le bassin de Plymouth et Portland-Wight, le bassin des Approches Occidentales, le bassin d'Iroise) (Figure 1. 18).

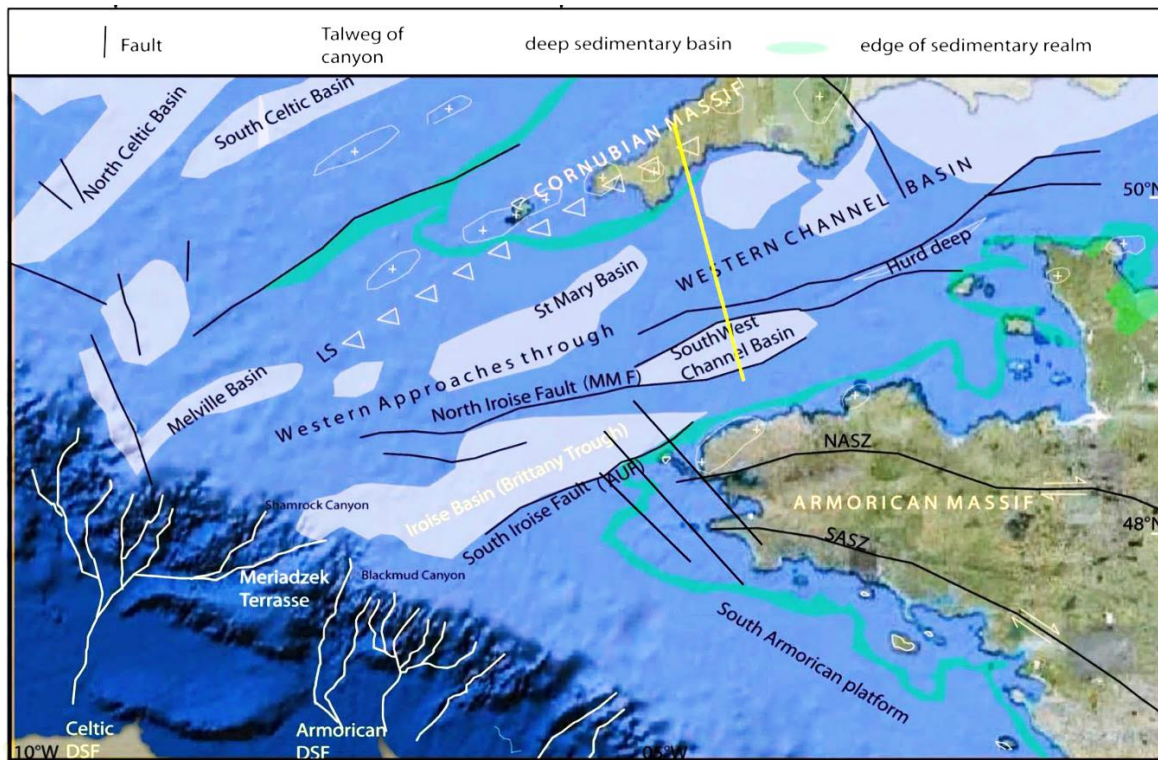


Figure 1. 18 : Répartition des structures tectoniques dans la marge des approches Occidentales (Le Roy et al., 2001). LS : Lizard suture ; MMF : Médi-Manche fault ; AUF : Alderney-Ushant fault (or Aurigny Ouessant fault) ; NASZ : North Armorican shear zone ; SASZ : South Armorican shear zone ; Sh. C. : Shamrock canyon ; Bl. C. : Blackmud canyon ; DSF : deep sea fan.

Dans le domaine armoricain, les structures de type Kerforne NW-SE, comme la faille du Quesoy (QF), ont ensuite été réactivées à plusieurs reprises et de diverses manières au cours des périodes post-varisques. A cette époque, la mer jurassique recouvrait la paléogéographie plane de l'Europe occidentale et a permis l'établissement d'une plateforme carbonatée peu profonde (Dugué et al., 2005) (Figure 1. 13). Le Crétacé supérieur est marqué par une phase de subsidence thermique régionale et le développement du bassin de la craie.

Plus localement, la couverture sédimentaire méso-cénozoïque est peu exposée dans la partie nord de la CP du fait de la position haute (émergée) qu'elle occupait durant cette période (Figure 1. 19). Elle est déposée en discordance sur les unités paléozoïques et néoprotérozoïque dans une grande partie de l'est du Cotentin (Sainte-Mère-Eglise (SM), du bassin de Carentan et au large à l'est dans la baie de Seine ainsi qu'au nord dans la Manche (Figure 1. 5) (Baize et al., 1997 ; Baize, 1998 ; Benabdellouahed et al., 2014). Les principaux dépôts sont encore préservés dans les bassins subsidents (grabens et hemi-grabens) initiés par la réactivation de structures héritées du Cadomien N60°E, des failles varisques héritées N150°E et d'un système de failles post-varisque N20°-N40°E (Figure 1. 20). Leur réactivation jusqu'au Quaternaire a provoqué une importante subsidence dans le Cotentin central (Pareyn, 1980 ; Baize et al., 1997).

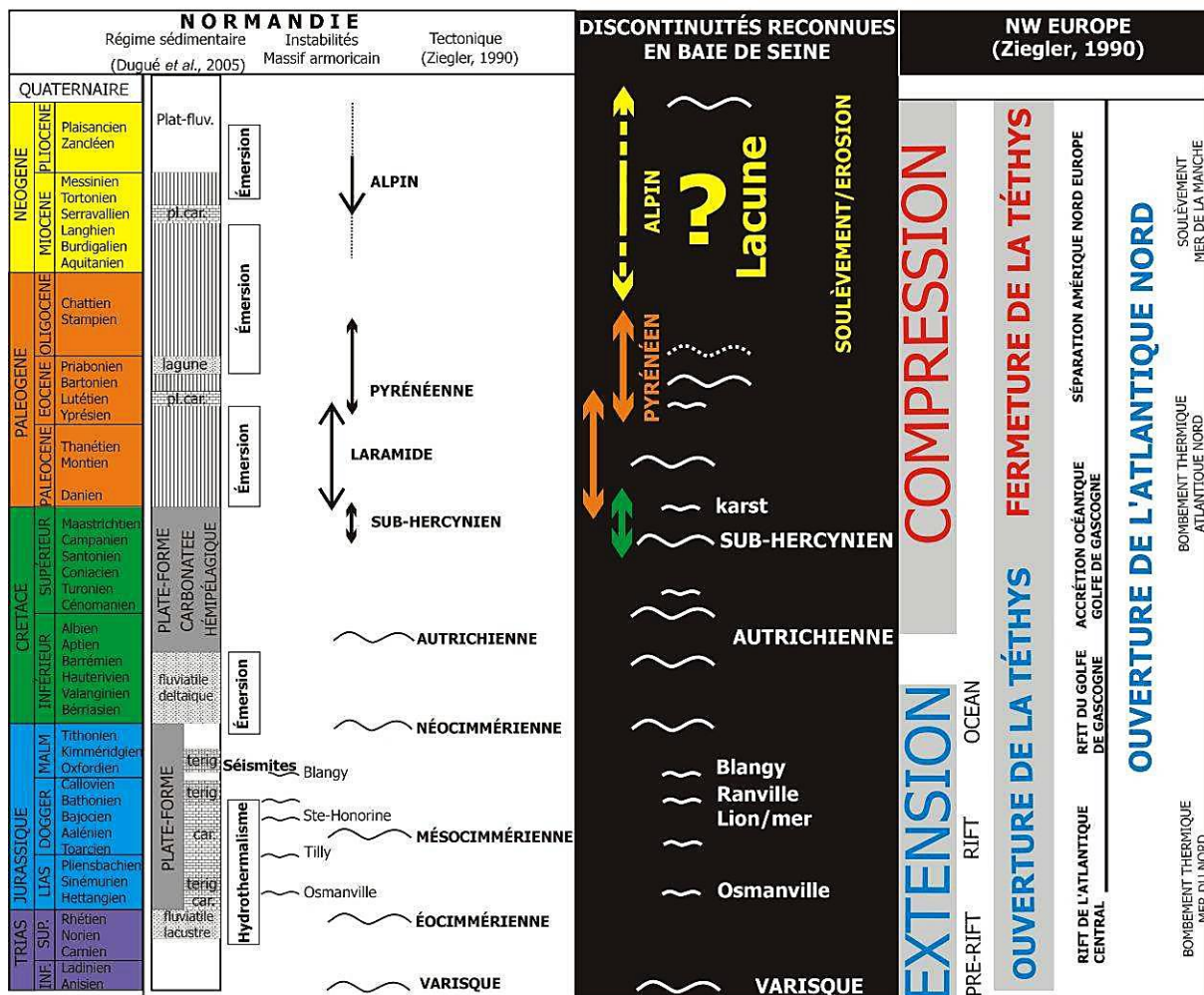


Figure 1. 19 : Evolution géodynamique au méso-cénozoïque du nord-est du NAD (Dugué et al., 2005) et du NW de l'Europe (Ziegler, 1990).

4.2 La déformation post-varisque

La CP enregistre des événements post-varisques matérialisés par l'individualisation des bassins limniques du Plessis (P) et de Molay-Littry (L) dans le bassin de Carentan (Cotentin central) au cours du Permien et du Carbonifère (Pareyn, 1954, 1980 ; Vignerresse, 1988 ; Baize et al., 1997 ; Baize, 1998) (Figure 1. 12). Ces dépressions sont développées entre une série de failles : une faille N70°-N80°E, un système de décrochements dextres orienté N130°-150°E (Doré and Poncet, 1978 ; Bardy and Lefort, 1987 ; Dupret et al., 1990 ; Le Gall et al., 2021) et un système de failles décrochantes senestres N20°-N40°E (Dupret, 1987 ; Dupret et al., 1997). Le système de failles post-varisque N150°E et N20°-N40°E a été réactivé après le Permien et au cours du Quaternaire (Baize et al., 1997 ; Vernhet et al., 1999), conduisant à la subsidence de la partie occidentale du bassin de Carentan (Figure 1. 20).

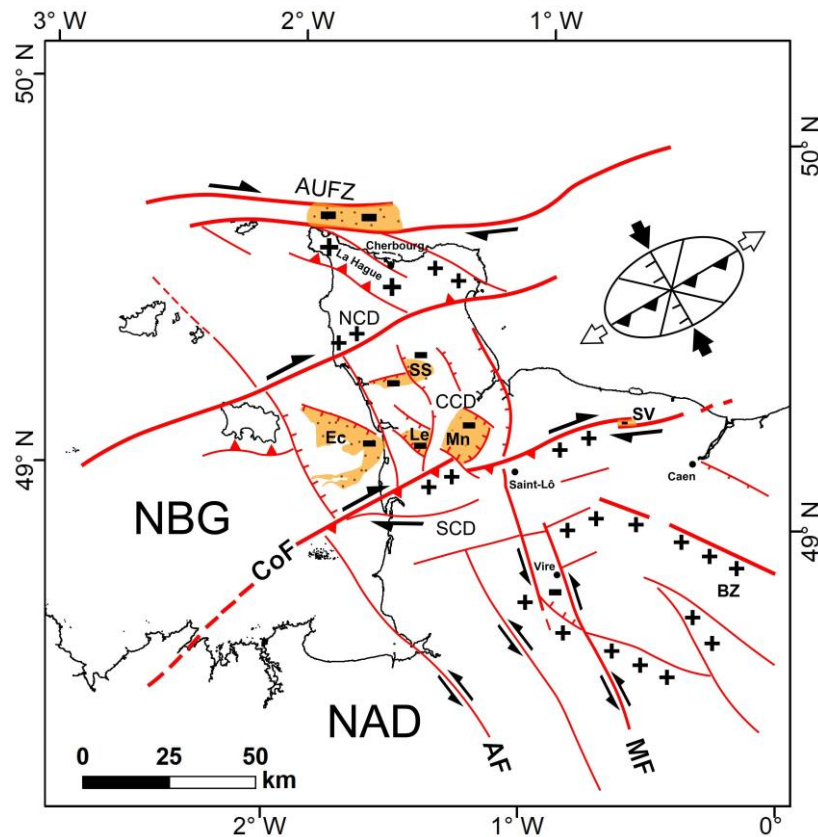


Figure 1. 20 : Schéma structural du Cotentin au pléistocène (d'après Baize, 1998 & Lagarde et al., 2000). MCFZ : Mid-Channel anomaly and fault system ; NCD : North Cotentin Domain ; CCD : Central Cotentin Domain ; SCD : South Cotentin Domain ; CoF : Coutances fault ; NBG : Normand-Breton Gulf ; NAD : North Armorican Domain ; AF : Avranches fault ; MF : Mayenne Fault ; SS : St-Sauveur-le-Vicomte basin ; Le : Lessay basin ; Ec : Ecrehou basin ; Mn : Saintenty-Marchésieux ; SV : Saint-Vigor ; BZ : Bocaine Zone. Le signe moins est affecté aux zones en subsidence au Plio-Pleistocène et le signe plus aux zones en soulèvement ; les traits rouges épais pour les failles majeures et fins pour les failles secondaires.

Des déformations synsédimentaires sont décrites dans le Jurassique et le Crétacé supérieur au large à l'est et à l'ouest de la CP, en baie de Seine (Benabdellouahed et al., 2014). Il s'agit de grabens asymétriques du Bathonien terminal dans le bassin anglo-parisien et de traces de déformations synsédimentaires dans les formations de l'Oxfordien terminal (sismites) (Dugué, 1995 ; Lagarde et al., 2003). Les dépôts mésozoïques en baie de Seine forment par ailleurs une structure monoclinale inclinée vers le nord-est. La généralisation de l'émersion a intensifié l'érosion de la CP jusqu'à la fin du Crétacé (Benabdellouahed et al., 2014).

A l'échelle régionale, la phase pyrénéenne (Crétacé supérieur-Oligocène) liée à une compression N-S (Suzzoni, 1988) est responsable du rejeu dextre des accidents N150°E et du développement de bassins très subsidents dans le massif armoricain (bassins de Saffré, Rennes) ou s'accumulent des dépôts des faluns de l'Helvétien (Miocène moyen). Ces contraintes transmises depuis le front orogénique liée à la convergence des plaques Europe, Afrique et Ibérique (Montadert et al., 1979 ; Jolivet et al., 1984 ; Thinon, 1999) sont responsables de l'ouverture du rift ouest-Européen (Mer

du Nord, Fossé Rhéna). Cette phase de distension n'est pas marquée dans la bordure occidentale du Bassin Parisien, de la Manche et du massif armoricain (Suzzoni, 1988 ; Klein, 1990). Tout le domaine armoricain est en position émergé à l'Oligocène inférieur (Figure 1. 19), en liaison avec la phase pyrénéenne (Wyns and Guillocheau, 1999 ; Brault, 2002).

Les bassins de la Manche seront par la suite inversés à la fin de l'Oligocène et au Miocène (Ziegler et al., 1979 ; Becker, 1993) lors de l'orogénèse alpine (Figure 1. 19). Cette inversion est due à une réorientation de la direction de convergence des plaques Afrique et Eurasie (NW-SE) (Bevan and Hancock, 1986 ; Nalpas, 1994 ; Peter A. Ziegler et al., 1995 ; van Vliet-Lanoë et al., 2000). Cette réorientation se traduit par la réactivation des failles normales délimitant les bassins mésozoïques de la Manche en failles inverses (Lake and Karner, 1987 ; Mascle and Cazes, 1987 ; Vandycke and Bergerat, 2001). Les bassins des approches occidentales et leurs bordures (les Cornouailles anglaises et le Massif Armoricain) sont en position émergée, tandis que la bordure de l'Atlantique et le rift ouest-européen (Mer du Nord, Fossé Rhéna, Limagne) continuent de subsider (Ziegler et al., 1979).

Localement la CP a donc été légèrement déformée et enregistre une succession de phases majeures d'érosion/dépôt et d'altération (Klein, 1990 ; Baize, 1998). La déformation paléogène de grande longueur d'onde et de faible amplitude (Dugué et al., 2000, 2005, 2009) qui a entraîné un soulèvement (Klein, 1990) est liée à la phase de compression pyrénéenne (décrite ci-dessus) proposée comme étant responsable de la réactivation en décrochements dextres des failles N150°E (Vignerresse, 1988 ; Baize et al., 1997). Cette réactivation a conduit à l'alignement de bassins rectilignes en « pull-apart » près de Lessay, dans le bassin de Carentan au sud de la CP (Baize, 1998) (Figure 1. 20). Par comparaison avec le reste du Cotentin en position soulevée, le bassin de Carentan représente une zone de subsidence remplie des « débris » du massif armoricain.

Régionalement, au Néogène, les soulèvements s'amortissent même si la subsidence du rift ouest-européen continue (Ziegler et al., 1979 ; Becker, 1993 ; Baize, 1998).

La transgression du Miocène moyen au Llanthien-Serravallien va envahir le nord du Cotentin, la baie du Mont Saint-Michel et les îles anglo-normandes (mer des faluns) plusieurs fois en lien avec les mouvements alpins et l'isole la CP du continent européen. Plusieurs cycles transgressifs et régressifs vont se succéder entre le Tortonien (11 Ma) et le début du Pléistocène. La phase régressive importante du Tortonien (fini-miocène) est responsable de l'érosion intense des faluns, du creusement de paléovallées et paléorias dans la péninsule armoricaine (van Vliet-Lanoë et al., 2000) et des incisions fluviales sur la plate-forme continentale armoricaine (Paquet et al., 2010) qui seront comblées durant les phases transgressives. Une période de chute du niveau de base et d'événements tectoniques mal contraints avec reprise des incisions est attribuée au Messinien

(5,5 Ma). Le maximum transgressif est sans doute atteint au Reuvérien terminal 2,7-2,4 Ma (Fourniguet, 1987 ; Van Vliet-Lanoë et al., 2002 ; Dugué et al., 2009).

La partie sud de la CP est structurée en quatre hémi-grabens effondrés (Sainteny-Marchésieux (M), Lessay (Le), Saint Sauveur-le-Vicomte (SS) et le bassin submergé de l'Ecrehou (Ec)) (Figure 1. 21). Les bassins sont isolés par un système de failles héritées N20°E, N70°E et N120°E (Figure 1. 20), qui sont restées actives jusqu'au Quaternaire (Pareyn, 1980 ; Baize et al., 1997 ; Estournès, 2011 ; Lubert, 2022). Leur réactivation en failles normales a provoqué une subsidence importante des bassins par rapport au reste du Cotentin (Figure 1. 20) et a ainsi permis la préservation des dépôts du Pléistocène inférieur (marnes de Saint-Nicolas et les sables tidaux de Saint-Vigor, Tiglien) témoins de la dernière transgression marine régionale connue (Elhai, 1963 ; Coutard, 1983 ; Baize et al., 1997 ; Dugué et al., 2005).

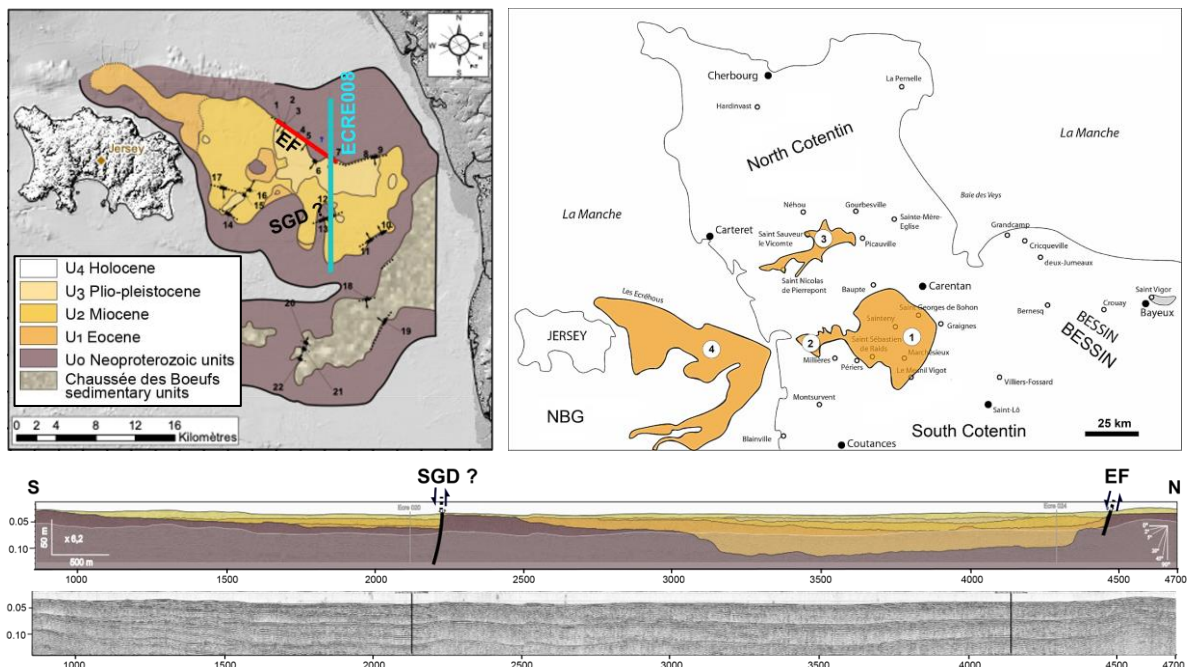


Figure 1. 21 : Localisation des bassins cénozoïques du Centre Cotentin (Baize, 1999). (1) bassin de Sainteny Marchésieux ; (2) bassin de Lessay ; (3) bassin de St-Sauveur-le-Vicomte ; (4) bassin des Ecréhous. Ébauche de carte géologique du bassin des Ecrehous réalisée par Léa Lubert (2022). Coupe sismique N-S (profil ECRE 008) interprétée montrant la structure en hémi-graben du bassin Ecrehou (Lubert, 2022). SGD : Saint-Germain-sur-Ay discontinuity ; EF : Ecrehou Fault.

5. Evolution récente au quaternaire

Au Quaternaire, les périodes glaciaires et périglaciaires (froides et humides) alternent avec des périodes interglaciaires (tempérées plus courtes). Les périodes glaciaires correspondent à des phases régressives provoquant de l'érosion sur la bordure littorale cotentine, tandis que les phases interglaciaires marquent les hauts du niveau marin (transgression). L'Holocène (interglaciaire actuel) depuis 10 000 ans est marqué par un climat tempéré. Les vallées du

Cotentin créées au cours de la dernière incursion marine du pléistocène supérieur sont de nouveau ennoyées (Pareyn, 1980 ; Dugué et al., 2009).

5.1 Mouvements verticaux

La côte du Nord Cotentin est formée des unités de socle érodées au cours du Méso-Cénozoïque. Elle a subi des soulèvements tardi-cénozoïque couplés à un contrôle glacio-eustatique pendant les périodes glaciaires et interglaciaires du Pléistocène, marquées par la présence de paléo-plateformes littorales (Baize, 1998 ; Coutard et al., 2006 ; Pedoja et al., 2018). Ces dernières sont fossilisées sous forme de rasas puis de terrasses marines et ont permis le développement d'un réseau de drainage complexe (Nexer, 2015). Quatre terrasses marines englobant des plages perchées cumulent à 40 m en moyenne et sont surplombées par quatre rasas récentes qui culminent à 180 m (Elhai, 1963 ; Coutard et al., 2005, 2006 ; Pedoja et al., 2018) (Figure 1. 22). Elles affleurent le long de la côte du Nord Cotentin depuis le Val de Saire (VS) jusqu'à la pointe de La Hague (Coutard et al., 2006 ; Nexer, 2015).

Les plateformes représentent une période interglaciaire s'étendant sur 400 000 ans, elles sont séparées par une paléo-falaise nette qui pourrait coïncider avec l'empreinte du paléo rivage. Cette configuration de plateforme d'abrasion marine superposée est un résultat typique de l'activité tectonique couplée à un contrôle glacio-eustatique pendant les périodes glaciaires et interglaciaires du Pléistocène (Baize, 1998 ; Coutard et al., 2006 ; Pedoja et al., 2018). Cela permet de calculer un soulèvement moyen de 0,01 mm/an depuis le Miocène ou le Pliocène (Pedoja et al., 2018) et entre 0,033 et 0,07 mm/an pendant le Pléistocène moyen à supérieur (Coutard et al., 2006).

Durant le Quaternaire, les séquences de terrasses marines et les rasas connaissent une phase de dégradation. Les processus de gélifraction et gélifluxion se produisant durant les périodes glaciaires favorisent la formation de dépôts de heads affleurant le long des falaises côtières de l'anse de Vauville, dans la baie d'Ecalgrain et entre Omonville la Rogue et Landemer (Figure 1. 22b). ces dépôts traduisent une chute de niveau de base (120 m pour les cycles glaciaires récents) favorisant des dépôts de loess, et la formation d'altérites (Lautridou, 1982) et l'installation d'un réseau de drainage complexe (Nexer, 2015).

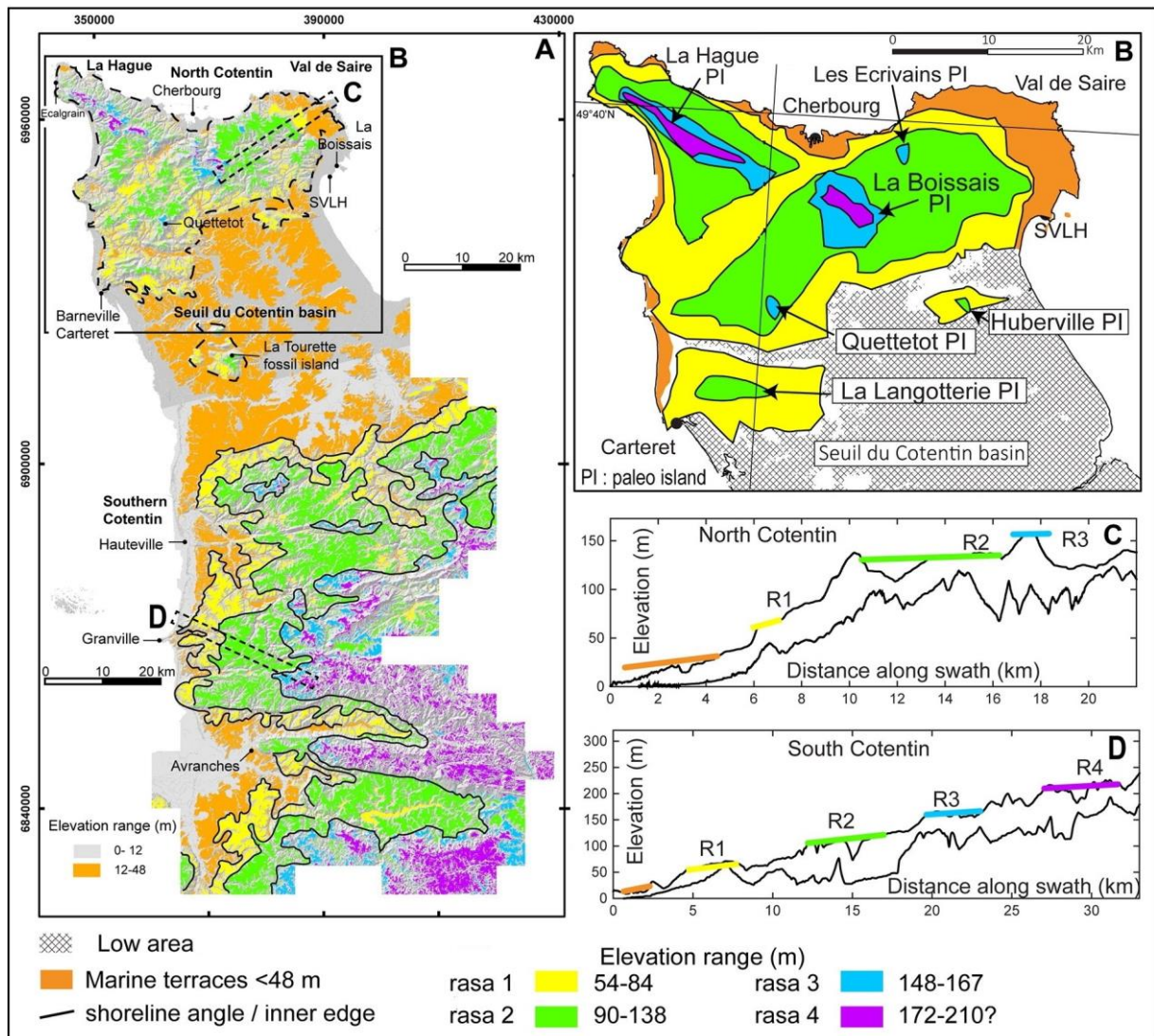


Figure 1. 22 : Les séquences de plateformes d'abrasion marines et rasas de la péninsule du Cotentin (CP). (A) Séquences de terrasses marines et de rasas et modèle de classification des surfaces planes, (B) carte des terrasses marines et rasas du domaine Nord cotentin, (C-D) profils topographique nord-sud à travers le Cotentin (Pedoja et al., 2018).

Les côtes du Nord Cotentin sont caractérisées par de hautes falaises côtières de nature migmatitique atteignant 180m d'altitude au nez de Jobourg (Sud de La Hague) (Figure 1. 22). De telles morphologies côtières témoignent d'une élévation progressive de la péninsule du Cotentin qui aurait débuté entre 15 et 3 Ma en faveur d'un soulèvement généralisé de l'Europe du Nord-Ouest (Baize, 1998 ; Pedoja et al., 2018). Un contrôle par faille est parfois évoqué (Lagarde et al., 2000 ; Font et al., 2002). Cependant, très peu d'éléments géologiques sont connus en mer concernant la continuité des unités géomorphologiques.

5.2 L'activité sismique actuelle

Le NAD, comme l'ensemble du Massif Armoricain constitue actuellement une marge passive (Gregersen et al., 1989) située loin des limites de plaques et soumise à de faibles taux de déformation (Masson et al., 2019). Il est cependant considéré comme une région sismiquement active comparée à certaines zones asismiques française comme le bassin de Paris (Figure 1. 23). La sismicité du Massif Armoricain peut être qualifiée de faible à modérée (Judenherc et al., 2002 ; Beucler et al., 2021). Avant 1962, le NAD a connu quelques séismes significatifs avec des intensités épicentrales atteignant VII MSK-64 au sud des îles de Jersey, dans le Golfe Normand-Breton (Figure 1. 23). La sismicité instrumentale enregistrée au cours des 59 dernières années montre une activité importante au large des îles anglo-normandes, en particulier au sud-ouest de Jersey avec une magnitude de moment de M_w 4 (M_L 4.9) pour le séisme de Saint-Hélier du 11 juillet 2014 (Figure 1. 23).

La sismicité est caractérisée par une distribution spatiale diffuse avec des épicentres répartis de manière apparemment aléatoire mais restant proche de structures tectoniques héritées (Arroucau, 2006).

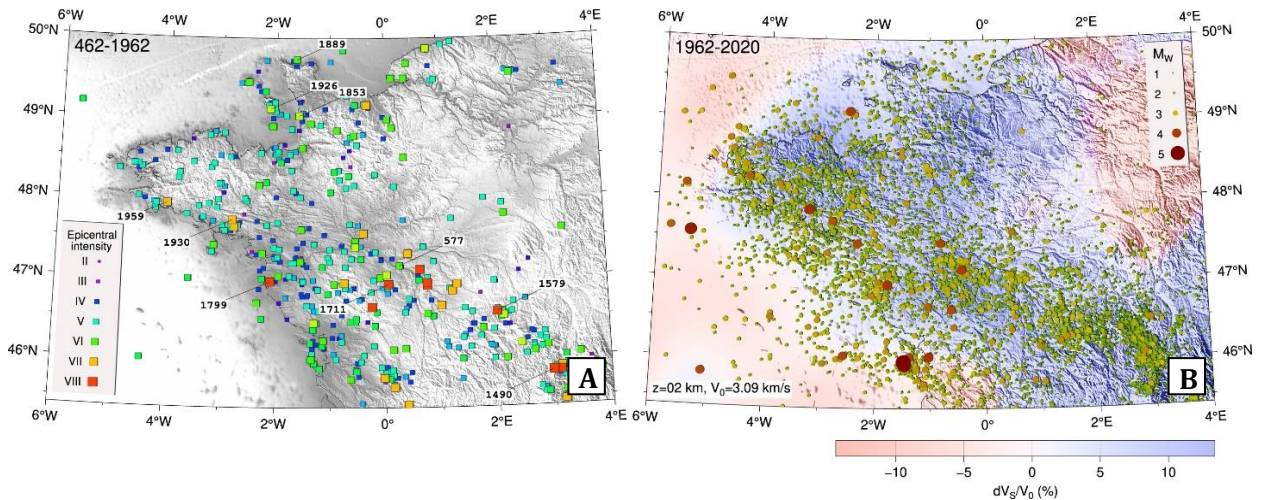


Figure 1. 23 : Sismicité du quart nord-ouest de la France métropolitaine (Beucler et al., 2021). (A) Carte de sismicité historique entre 462 et 1962 issues de la base de données SisFrance, (B) Catalogue de sismicité instrumentale issue de la compilation des données du projet Si-Hex entre 1962 à 2009 (Cara et al., 2015) et du catalogue unifié entre 2010 et 2020.

Aujourd'hui, la région se trouve sous un champs de contrainte maximal orienté NW-SE (Paquin et al., 1978 ; Nicolas et al., 1990 ; Amorèse et al., 2000 ; Mazabraud et al., 2005). Les mécanismes au foyer calculés pour la région (Nicolas et al., 1990 ; Delouis et al., 1993 ; Amorèse et al., 2000 ; Mazabraud et al., 2005 ; Perrot et al., 2005) suggèrent un régime extensif à transpressif avec σ_3 orienté NE-SW (Lagarde et al., 2003) (Figure 1. 20). Les discontinuités régionales héritées de la phase de compression varisque et de la distension méso cénozoïque qui sont favorablement

orientées par rapport aux champs de compression actuels sont donc susceptibles d'être réactivés (Arroucau, 2006).

Plusieurs causes possibles de cette sismicité intraplaque sont avancées et restent à étudier en détail avec notamment :

- L'ajustement flexural et isostatique (sédimentation/érosion) (Champagnac et al., 2007 ; Vernant et al., 2013) ;
- Les forçages glacio-eustatiques (Steffen et al., 2014) ;
- L'activité anthropique (Cara et al., 2015) ;
- La tectonique active (Sánchez-Sesma et al., 2011) ;
- L'énergie potentielle gravitationnelle (Camelbeeck et al., 2013) ;
- Les processus hydriques de surcharge et lubrification lors de forts événement pluvieux (Costain et al., 1987 ; Leclère et al., 2012 ; Bauve, 2013).

La question de la détermination de l'origine de la sismicité du NAD, son rattachement à un système de failles et ses facteurs géodynamiques, reste ouverte. Cela dépend en partie : (1) de l'homogénéité des catalogues de sismicité instrumentale et historique, qui sont liés à la robustesse et à l'efficacité du réseau sismique, (2) de la méthode de détection utilisée et (3) du modèle de vitesse utilisé. De plus, il est difficile à ce stade d'associer une activité sismique donnée à une faille spécifique du NAD en raison du manque de données sur les failles potentiellement actives et de la rareté des indices néotectoniques (rupture en surface) tant à terre qu'en mer, bien qu'elle puisse apparaître organisée le long de certaines zones de cisaillement reconnues (Beucler et al., 2021).

5.3 Les failles potentiellement actives

Le temps de retour entre deux séismes majeurs en France est de plusieurs centaines à plusieurs milliers d'années, et donc supérieur à la période couverte par la sismicité historique, comme par exemple la durée séparant le séisme de Bâle (1356) de magnitude M_w 6.5 et celui de Lambesc (1909) avec M_w 5.7. Bien que ces séismes soient rares, ils peuvent être très destructeurs et dangereux s'ils se produisent à proximité de la surface et d'installations industrielles à risque spécial tel que les installations nucléaires. L'évaluation de l'aléa sismique requiert donc une analyse de l'activité sismique sur des périodes longues (paléoséismes) pour comprendre le comportement sismogénique des failles. La caractérisation des failles actives dans les régions intraplaques, où les vitesses de déformations géologiques horizontales sont très faibles (mm/an) (Masson et al., 2019) est un grand défi, en particulier dans le Massif Armoricaïn. Les processus de surface (érosion) y sont plus rapides que les processus tectoniques et contribuent à effacer les traces de rupture en surface laissées par les séismes passés (Manchuel et al., 2022). Cependant, il subsiste quelques indices de déformations néotectoniques et paléosismiques sur des failles

Chapitre I Contexte géologique de la péninsule du Cotentin

identifiées et répertoriées dans différentes bases de données, telles que la base de données des indices ponctuels de déformations tectoniques récentes Néopal (<https://www.irsn.fr/>), le catalogue IRSN des indices de failles affectant les dépôts quaternaires (Baize et al., 2002) et la synthèse des failles néotectoniques et actives à l'échelle 1:1000000 (Grellet et al., 1993). Toutes ces données sont compilées dans la Base de Données des Failles potentiellement Actives en France (BDFA) (<https://bdfa.irsn.fr/index.html>). Elle recense un ensemble de failles dont la longueur en surface est d'une dizaine de km et qui se situent dans un rayon de 50 km autour des installations nucléaires (Jomard et al., 2017) (Figure 1. 24).

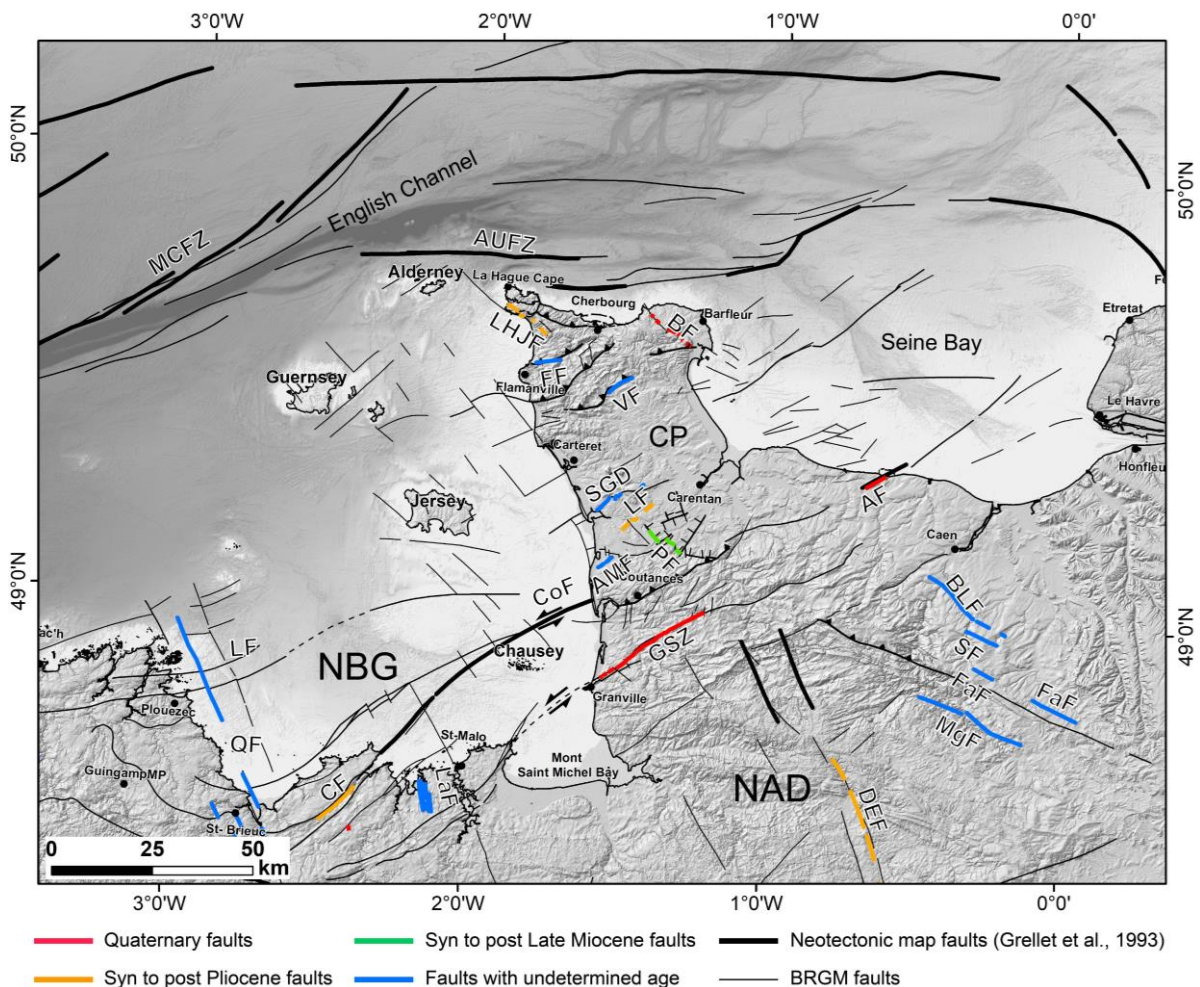


Figure 1. 24 : Localisation des failles de la Base de Données des Failles potentiellement Actives (BDFA) pour le Domaine Nord Armorica (NAD) (d'après Jomard et al., (2017), modifié). MCFZ : Mid-Channel anomaly Fault Zone ; AUFZ : Aurigny Ushant Fault Zone ; LHJF : La Hague Jobourg Fault ; BF : Barfleur Fault ; FF : Flamanville Fault ; VF : Valognes Fault ; SGD : Saint-Germain-sur-Ay-mont fault ; LF : Lessay Fault ; PF : Périers Fault ; AMF : Anneville-sur-Mer fault ; CoF : Coutances fault ; GSZ : Granville Shear Zone ; CP : Cotentin Peninsula ; NBG : Normand-Breton Gulf ; NAD : North Armorican Domain ; AF : Arromanches fault ; BLF : Bretteville-sur-Laize fault ; SF : Soumont fault ; FaF : Falaise fault ; MgF : Montgaroult fault ; DEF : Domfort-Evron fault ; LaF : Lancieux fault ; CF : Cap Frehel-Coutainville fault ; QF : Quessoy-Nort-sur-Erdre fault ; LF : Locquemeau Fault.

Dans notre zone, la période examinée nécessaire pour révéler de manière fiable l'activité d'une faille est de quelques centaines de milliers à quelques millions d'années. Cela est dû au temps nécessaire à l'accumulation puis au relâchement de la contrainte tectonique. Par exemple, pour une faille ayant une vitesse de glissement de 0,01 mm/an, environ 100 000 ans sont nécessaires pour accumuler 1 m de déplacement.

Les informations compilées dans la BDFA décrivent l'état des connaissances sur la géométrie des failles (la segmentation, la direction, le pendage, la longueur, l'âge de déformations, association ou pas avec la sismicité historique et/ou instrumentale...) (Tableau 1. 2). Il est considéré que certaines failles qui ont été actives en France métropolitaine depuis la fin du Miocène, à l'exception de certaines régions des Alpes où des évolutions locales ont été observées, sont susceptibles de produire des séismes significatifs dans le futur, étant donné que le contexte sismotectonique a peu évolué depuis cette période. Les failles sont donc classées selon l'âge de leurs derniers mouvements potentiels entre le Miocène et le Quaternaire (Figure 1. 24).

Tableau 1. 2 : Synthèse des informations recueillies sur les failles répertoriées dans la BDFA comme potentiellement actives pour le Cotentin et le Golfe Normand-Breton (Jomard et al., 2017).

Fault_Name	Acronym	Azimuth (°)	Dip direction	Length (km)	Neotectonic age	Deformed Chronostratigraphic units	IR	IAN	HIST	INST
La Hague or Jobourg fault	LHJF	120	N	13	Pliocene	Pliocène	6.6	2	0	0
Flamanville fault	FF	90	UnDef	6	Undetermined	UnDef	4.4	0	0	0
Barfleur fault	BF	155	UnDef	13	Quaternary	Lower Pleistocene	7.7	3	0	0
Valognes fault	VF	45	UnDef	8	Undetermined	UnDef	3.3	0	0	0
Saint-Germain-sur-Ay-mont fault	SGD	45	UnDef	13	Undetermined	UnDef	4.4	0	0	0
Lessay fault	LF	45	UnDef	7	Pliocene	UnDef	6.6	2	0	0
La Lande fault	LanF	120	UnDef	1	Quaternary	Lower Pleistocene	7.7	3	0	0
Périers fault	PF	110	UnDef	10	Miocene	UnDef	5.5	1	0	0
Anneville-sur-Mer fault	AMF	50	UnDef	5	Undetermined	UnDef	4.4	0	0	0
Granville Shear Zone	GSZ	60	UnDef	30	Quaternary	UnDef	7.7	3	0	0
Arromanches fault	AF	70	UnDef	7	Quaternary	Pleistocene	7.7	3	0	0
Bretteville-sur-Laize fault	BLF	135	UnDef	25	Undetermined	UnDef	4.4	0	0	0
Domfort-Evron fault	DEF	45	UnDef	60	Pliocene	UnDef	6.6	2	0	0
Lancieux fault	LaF	45	UnDef	20	Undetermined	UnDef	4.4	0	0	0
Cap Frehel-Coutainville fault	CF	30	NE	13	Pliocene	UnDef	6.6	2	0	0
Quessoy-Nort-sur-Erdre fault	QF	140	UnDef	55	Undetermined	UnDef	12.1	0	1	1
Soumont fault	SF	115	UnDef	8	Undetermined	UnDef	4.4	0	0	0
Falaise fault	FaF	135	UnDef	30	Undetermined	UnDef	4.4	0	0	0
Montgaroult fault	MgF	115	UnDef	28	Undetermined	UnDef	4.4	0	0	0

La BDFA répertorie 46 segments individuels de failles dans le Cotentin et le GNB (Figure 1. 24), dont 17 segments avec une connaissance de l'âge du dernier mouvement et 29 autres segments extraits de la carte sismotectonique publiée par Grellet et al. (1993). Il convient également de noter que les caractéristiques des failles sous-marines dans le GNB sont très partiellement connues et n'ont pas été répertoriées dans cette base de données. Un indice de robustesse (IR) a également été calculé pour chaque segment (Jomard et al., 2017), à partir de certains critères : le tracé de la faille, l'âge du dernier déplacement reconnu, le degré d'expression morphologique et la sismicité associée (Tableau 1. 2). L'IR suit l'expression empirique modifiée de Baize et al. (2012):

$$IR = (TI + 0,1) - (TI + IAN + GI + 3HIST + 4INST + 2GDR)$$

- **TI** : indice de trace évalué de 0 ou 1, selon qu'il est inconnu ou bien connu.
- **IAN** : indice d'âge du dernier déplacement reconnu, évalué à 1, 2 ou 3 pour le Miocène, le Pliocène et le Quaternaire, respectivement, et à 0 pour l'indéterminé/probablement post-paléogène.
- **GI** : indice géomorphologique de la faille, évalué à 0 pour l'expression superficielle ou 1 pour proéminente.
- **HIST** : indique si on associe ou pas la sismicité historique au tracé du segment de faille, évalué de 0 ou 1. La valeur 1 lorsqu'on a un séisme historique significatif (intensité épiscopale $\geq V$, selon SISFRANCE) s'est produit à moins de 5 km du tracé de la faille.
- **INST** : indique si on associe ou pas la sismicité instrumentale, évalué à 0 ou 1. La valeur 1 pour une activité instrumentale significative avec $M_l \geq 4$, soit des essais/alignements d'événements de faible magnitude s'est produite à moins de 5 km du tracé de la faille.
- **GDR** : indique le déplacement le long de la faille (donnée géodésique). Il varie de 0 à 1, respectivement, en cas de manque de données ou si la faille subit effectivement des déformations actives.

Bien qu'il soit calculé de manière subjective car il se base sur la sismicité, une valeur plus élevée peut être considérée comme un indice plus crédible sur le caractère actif de la faille. Sur l'ensemble des segments répertoriés dans la zone d'étude, seule la faille de Quessoy-Nort-sur-Erdre (QF) possède un critère de robustesse (IR) supérieur à 10, mais son âge reste indéterminé (Tableau 1. 2).

6. Résumé

La CP et le GNB constituent des témoins privilégiés des événements géologiques cadomiens, hercyniens et tardi-hercyniens. Cette région est caractérisée par un héritage géologique et structural conséquent, guidé par les zones de cisaillement cadomiennes orientées SW-NE. Ces zones de cisaillement délimitent deux grands domaines distincts, délimités par la faille de Coutances (CoF). Au sud, on retrouve un domaine métamorphisé qualifié de « stable » et peu marqué par les déformations hercyniennes et post-hercyniennes. Au nord, se trouve le domaine qui a conservé les déformations paléozoïques et méso-cénozoïques. Les failles cadomiennes CoF et GSZ, ainsi que la faille SGD, ont été réactivées lors de la phase hercynienne en décrochement senestre (CoF, GSZ) et en décrochement dextre (SGD). Ces failles limites ont joué un rôle important dans la structuration des bassins houillers tels que ceux du Plessis et de Molay Littry dans le bassin de Carentan, situé au centre de la CP.

La déformation hercynienne dans la CP et le GNB se manifeste par la présence de rétro-chevauchements, de plis d'orientation N110-N130°E et d'un réseau de fractures N150-N160°E. Les rétro-chevauchements sont hérités de l'orogénèse hercynienne à vergence vers le sud, avec une trace en surface de direction N110. Ils sont synchrones de la mise en place des granites varisques de Barfleur et Flamanville et bien identifiés dans le nord de la CP (exemple de la Zone de Cisaillement Nord Cotentin (NCSZ)). Ce sont des zones de cisaillement d'échelle crustale qui pourraient reprendre d'anciens chevauchements antithétiques cadomiens avec des niveaux de décollement dans les unités briovériennes. Le système de failles NW-SE est caractérisé par l'alignement de bassins tertiaires correspondant à des anomalies gravimétriques, telles que la faille de Quessoy-Nort-sur-Erdre (QF) décrite en Bretagne par Bonnet (1997). Ces familles de failles s'étendent sur plusieurs dizaines de kilomètres et recoupent les directions cadomiennes. Lors des événements méso-cénozoïques liés aux orogènes alpine et pyrénéenne, ces failles ont été réactivées en décrochement dextre à composante normale, favorisant ainsi le développement de bassins en héli-grabben plio-pléistocènes au centre du Cotentin, tels que le bassin de Sainteny-Marchésieux, le bassin de Lessay, le fossé de Saint-Sauveur-le-Vicomte et le bassin immergé des Écréhous.

Les mouvements tertiaires ont réactivé les principales failles héritées du système cadomien et hercynien, jouant ainsi un rôle significatif dans l'accommodation des mouvements importants au cours du Quaternaire (Bonnet et al., 2000). Ces failles délimitent les contours des bassins plio-pléistocènes de la CP et semblent influencer leur subsidence, demeurant actives au moins jusqu'au Pléistocène supérieur. Certaines de ces failles sont répertoriées dans la base de données des failles actives (BDFa).

Les contraintes déduites dans cette région révèlent une contrainte horizontale maximale orientée NW-SE, en accord avec les mécanismes au foyer calculés d'après l'activité sismique instrumentale (Amorèse et al, 2000, 2020). Toutefois, une incertitude subsiste en raison de la précision de la localisation et de la couverture azimutale, la région étant relativement peu étudiée en raison de sa faible activité sismique. Ainsi, la question demeure de savoir si les déformations actuelles impliquent les failles connues de la CP et du GNB, ou si elles sont réparties de manière diffuse, comme le suggère la distribution de la sismicité. Pour répondre à cette question, il est nécessaire de relocaliser certains séismes, de mieux comprendre la répartition des déformations dans cette région caractérisée par un socle très hétérogène, et d'essayer de hiérarchiser les failles.

7. Références

- Adams, C.J.D., 1967. K/Ar ages from the basement complex of the Channel Islands (United Kingdom) and the adjacent French mainland. *Earth and Planetary Science Letters* 2, 52–56. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(67\)90172-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(67)90172-0)
- Amorèse, D., Walker, A., Lagarde, J.-L., Santoire, J.-P., Volant, P., Font, M., Lecornu, M., 2000. New seismotectonic data from an intraplate region: focal mechanisms in the Armorican Massif (northwestern France). *Geophysical Journal International* 143, 837–846. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540X.2000.01285.x>
- Arroucau, P., 2006. Sismicité du Massif Armoricain: relocalisations et interprétation tectonique (Thèse de doctorat). Université de Nantes, Nantes.
- Auvray, B., Charlot, R., Vidal, P., 1979. Données nouvelles sur le protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France): age et signification. *Canadian Journal of Earth Sciences* 17, 532–538. <https://doi.org/10.1139/e80-050>
- Baize, S., 1998. Tectonique, eustatisme et climat dans un système géomorphologique côtier. Le nord-ouest de la France au plio-pléistocène : exemple du Cotentin (Normandie) (Thèse). Université de Caen.
- Baize, S., Camuzard, J.P., Freslon, M., Langevin, C., Laignel, B., 1997. Notice explicative de la Carte géologique de la France à 1/50 000 N°117.
- Baize, S., Cushing, E., Lemeille, F., Granier, T., Grellet, B., Carbon, D., Combes, P., Hibsich, C., 2002. Inventaire des indices de rupture affectant le Quaternaire en relation avec les grandes structures connues, en France métropolitaine et dans les régions limitrophes. *Mém. Soc. Géol. Fr.* 175.
- Balé, P., Brun, J.-P., 1989. Late Precambrian thrust and wrench zones in northern Brittany (France). *Journal of Structural Geology* 11, 391–405. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90017-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90017-5)
- Ballèvre, M., Bosse, V., Dabard, M.P., Ducassou, C., Fourcade, S., Paquette, J.-L., Peucat, J.-J., Pitra, P., 2013. Histoire Géologique du massif Armoricain: Actualité de la recherche. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne* 500, 5–96.
- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus Geoscience* 341, 174–201. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.009>
- Ballèvre, M., Le Goff, E., Hébert, R., 2001. The tectonothermal evolution of the Cadomian belt of northern Brittany, France: a Neoproterozoic volcanic arc. *Tectonophysics* 331, 19–43. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00234-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00234-1)
- Bardy, P., Lefort, J.P., 1987. Structure et stratigraphie des formations antémésozoïques du golfe normano-breton d'après l'interprétation de données sismiques. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 304, 997–1001.

- Barrois, C., 1908. Légende de la feuille de Tréguier de la carte géologique de France au 1/80,000 ème. *Annales de la Société géologique du Nord* 37, 111–130.
- Bauve, V., 2013. Étude des champs de contraintes néogènes à actuels des Alpes du sud : implications sur la géodynamique alpine et l'activité sismique (Thèse de doctorat). université de Nice-Sophia Antipolis.
- Becker, H., 1993. Garnet peridotite and eclogite Sm-Nd mineral ages from the Lepontine dome (Swiss Alps): New evidence for Eocene high-pressure metamorphism in the central Alps. *Geology* 21, 599–602. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021)
- Benabdellouahed, M., Dugué, O., Tessier, B., Thinon, I., Guennoc, P., Bourdillon, C., 2014. New geological map of the Bay of Seine and land-sea geological synthesis: Contribution of new seismic and biostratigraphic data. *Géologie de la France* 21–45.
- Bessin, P., Guillocheau, F., Robin, C., Schroëtter, J.-M., Bauer, H., 2015. Planation surfaces of the Armorican Massif (western France): Denudation chronology of a Mesozoic land surface twice exhumed in response to relative crustal movements between Iberia and Eurasia. *Geomorphology* 233, 75–91. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.09.026>
- Beucler, É., Bonnin, M., Hourcade, C., Van Vliet-Lanoë, B., Perrin, C., Provost, L., Mocquet, A., Battaglia, J., Geoffroy, L., Steer, P., Le Gall, B., Douchain, J.-M., Fligiel, D., Gernigon, P., Delouis, B., Perrot, J., Mazzotti, S., Mazet-Roux, G., Lambotte, S., Grunberg, M., Vergne, J., Clément, C., Calais, É., Deverchère, J., Longuevergne, L., Duperret, A., Roques, C., Kaci, T., Authemayou, C., 2021. Characteristics and possible origins of the seismicity in northwestern France. *Comptes Rendus. Géoscience* 353, 53–77. <https://doi.org/10.5802/crgeos.86>
- Bevan, T.G., Hancock, P.L., 1986. A late Cenozoic regional mesofracture system in southern England and northern France. *Journal of the Geological Society* 143, 355–362.
- Bitri, A., Brun, J.-P., Gapais, D., Cagnard, F., Gumiaux, C., Chantraine, J., Martelet, G., Truffert, C., 2010. Deep reflection seismic imaging of the internal zone of the South Armorican Hercynian belt (western France) (ARMOR 2/Géofrance 3D Program). *Comptes Rendus Geoscience* 342, 448–452. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2010.03.006>
- Bitri, A., Brun, J.P., Truffert, C., Guennoc, P., 2001. Deep seismic imaging of the Cadomian thrust wedge of Northern Brittany. *Tectonophysics* 331, 65–80. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00236-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00236-5)
- Bois, C., Lefort, J.-P., Le Gall, B., Sibuet, J.-C., Gariel, O., Pinet, B., Cazes, M., 1990. Superimposed Variscan, Caledonian and Proterozoic features inferred from deep seismic profiles recorded between southern Ireland, southwestern Britain and western France. *Tectonophysics* 177, 15–37. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90272-A](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90272-A)
- Brault, N., 2002. Ressources du sous-sol et environnement en Bretagne. Genèse, géométrie et propriétés de différents types d'aquifères (Thèse de doctorat). Université Rennes 1.
- Brown, M., 1995. The late-Precambrian geodynamic evolution of the Armorican segment of the Cadomian belt (France): distortion of an active continental margin during south-west directed convergence and subduction of a bathymetric high. *Géologie de la France* 3, 3–22.

- Brun, J.P., Gapais, D., Cogne, J.P., Ledru, P., Vignerresse, J.L., 1990. The Flamanville Granite (Northwest France): An unequivocal example of a syntectonically expanding pluton. *Geological Journal* 25, 271–286. <https://doi.org/10.1002/gj.3350250310>
- Butaeye, D., Laville, E., Le Gall, J., 2001. Géométrie et cinématique des chevauchements varisques du Nord-Est du Massif armoricain (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 332, 283–289. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(01\)01542-7](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01542-7)
- Camelbeeck, T., de Viron, O., Van Camp, M., Kusters, D., 2013. Local stress sources in Western Europe lithosphere from geoid anomalies. *Lithosphere* 5, 235–246. <https://doi.org/10.1130/L238.1>
- Cara, M., Cansi, Y., Schlupp, A., Arroucau, P., Béthoux, N., Beucler, E., Bruno, S., Calvet, M., Chevrot, S., Deboissy, A., 2015. SI-Hex: a new catalogue of instrumental seismicity for metropolitan France. *Bulletin de la Société Géologique de France* 186, 3–19.
- Caroff, M., Bellon, H., Chauris, L., Carron, J.-P., Chevrier, S., Gardinier, A., Cotten, J., Moan, Y.L., Neidhart, Y., 1995. Magmatisme fissural triasico-liasique dans l'ouest du Massif armoricain (France) : pétrologie, géochimie, âge, et modalités de la mise en place. *Can. J. Earth Sci.* 32, 1921–1936. <https://doi.org/10.1139/e95-147>
- Caroff, M., Cotton, J., 2004. Geochemical evolution of a 10 m-thick intrusive body: the South Breterc'h diabase dyke, Western Armorican Massif, France. *Canadian Journal of Earth Sciences* 41, 775–784.
- Champagnac, J.D., Molnar, P., Anderson, R.S., Sue, C., Delacou, B., 2007. Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geol* 35, 195. <https://doi.org/10.1130/G23053A.1>
- Chantraine, J., Chauvel, J.-J., Bale, P., Denis, E., Rabu, D., 1988. Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bulletin de la Société géologique de France* 4, 815–829.
- Chantraine, J., Egal, E., Thiéblemont, D., Le Goff, E., Guerrot, C., Ballèvre, M., Guennoc, P., 2001. The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France): a segment of the North Atlantic Panafrican belt. *Tectonophysics* 331, 1–18. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00233-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00233-X)
- Chantraine, J., Rolet, J., Santallier, D.S., Piqué, A., Keppie, J.D. (Eds.), 1994. *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-84915-2>
- Chauris, L., 1969. Sur un important accident structural dans le Nord-Ouest de l'Armorique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 268, 2859.
- Costain, J.K., Bollinger, G.A., Speer, J.A., 1987. Hydroseismicity—A hypothesis for the role of water in the generation of intraplate seismicity. *Geology* 15, 618–621. <https://doi.org/10.1130/0091-7613>
- Coutard, F., 1983. *Le Bessin occidental: Étude géomorphologique (Thèse de doctorat)*. Université de Caen.

- Coutard, S., Lautridou, J., Rhodes, E., Clet, M., 2006. Tectonic, eustatic and climatic significance of raised beaches of Val de Saire, Cotentin, Normandy, France. *Quaternary Science Reviews* 25, 595–611. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.02.003>
- Coutard, S., Lautridou, J.-P., Rhodes, E., 2005. Discontinuités dans l'enregistrement des cycles interglaciaire-glaciaire sur un littoral en contexte intraplaque. Exemple du Val de Saire (Normandie, France). *quaternaire* 217–227. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.434>
- Delouis, B., Haessier, H., Cisternas, A., Rivera, L., 1993. Stress tensor determination in France and neighbouring regions. *Tectonophysics* 221, 25.
- Dissler, E., Doré, F., Dupret, L., Gresselin, F., Gall, J.L., 1988. L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. *Bulletin de la Société Géologique de France IV*, 801–814. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.IV.5.801>
- Dissler, E., Gresselin, F., 1988. The North cotentin shear-zone (Normandy-France): Variscan mobilization of the cadomian basement and its palaeozoic cover. *Geological Journal* 23, 191–204.
- Doré, F., Dupret, L., Lautridou, J.P., Hommeril, P., 1988. Notice explicative de la carte géologique de la France à (1/50 000), feuille Granville (172). BRGM, Orléans.
- Doré, F., Poncet, J., 1978. Notice explicative de la Carte géologique de la France à 1/50 000 , feuille La Haye-du-Puits (116).
- Dugué, O., 1989. Géodynamique d'une bordure de massifs anciens : la bordure occidentale du bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien : pulsations épirogéniques et cycles eustatiques (Thèse de doctorat). Université de Caen, Caen.
- Dugué, O., 1995. Séismites dans le Jurassique supérieur du Bassin anglo-parisien (Normandie, Oxfordien supérieur, Calcaire gréseux de Hennequeville). *Sedimentary Geology* 99, 73–93. [https://doi.org/DOI:10.1016/0037-0738\(95\)00006-T](https://doi.org/DOI:10.1016/0037-0738(95)00006-T)
- Dugué, O., Lautridou, J.P., Quesnel, F., Clet, M., 2005. Le Cotentin du Mésozoïque au Cénozoïque. *Bulletin d'information des géologues du Bassin de Paris* 42, 6–68.
- Dugué, O., Lautridou, J.-P., Quesnel, F., Clet, M., Poupinet, N., Bourdillon, C., 2009. Evolution sédimentaire cénozoïque (Paléocène à Pléistocène inférieur) de la Normandie. *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 20, 275–303.
- Dugué, O., Poupinet, N., Baize, S., Auffret, J.-P., Coutard, J.-P., Ozouf, J.-C., Clet-Pellerin, M., 2000. Stratigraphie du Plio-Pléistocène inférieur de Normandie : les séries marines et fluviatiles des bassins du Seuil du Cotentin. *Géologie de la France* 99–125.
- Dupret, L., 1987. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000), feuille de Coutances (142).
- Dupret, L., Dissler, E., Doré, F., Gresselin, F., Le Gall, J., 1990. Cadomian geodynamic evolution of the northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). *Geological Society, London, Special Publications* 51, 115–131. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.051.01.08>
- Dupret, L., Dissler, E., Poncet, J., 1997. Notice explicative, Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille St-Lô (143).

- Egal, E., Guerrot, C., Le Goff, E., Thiéblemont, D., Chantraine, J., 1996. The Cadomian orogeny revisited in northern Brittany (France). *Special Papers-Geological Society of America* 281–318.
- Elhai, H., 1963. La Normandie occidentale entre la Seine et le golfe normand-breton. *Étude morphologique. L'Information Géographique* 27, 180–182.
- Estournès, G., 2011. Architectures et facteurs de contrôle des bassins quaternaires immergés du précontinent armoricain : exemples de la paléovallée d'Étel (Bretagne Sud) et du bassin des Ecrehou (Golfe normand Breton) (Thèse de doctorat). Université de Bretagne Sud, 230.
- Font, M., Lagarde, J.-L., Amorese, D., Coutard, J.-P., Ozouf, J.-C., 2002. Une méthode de quantification de la dégradation d'un escarpement de faille au cours des cycles climatiques du Quaternaire : la faille de Jobourg (Nord Cotentin, France). *Comptes Rendus Geoscience* 334, 171–178. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(02\)01732-7](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01732-7)
- Fourniguet, J., 1987. Géodynamique actuelle dans le Nord et le Nord-Est de la France. *Mémoires du BRGM (Paris)*.
- Graindor, M.J., 1998. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000), feuille de Cherbourg (72).
- Graindor, M.J., Wasserburg, G.J., 1962. Determinations d'âges absolus dans le nord du Massif armoricain. *Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences* 254, 3875–3877.
- Graviou, P., 1984. Pétrogenèse des magmas calco-alcalins: exemple des granitoïdes cadomiens de la région trégorroise (Massif Armoricain) (Thèse de doctorat). Université de Rennes 1.
- Graviou, P., Peucat, J.-J., Auvray, B., Vidal, P., 1988. The Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif. Petrological and geochronological constraints on a geodynamic model. *Hercynica: Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne* 4, 1–13.
- Gregersen, S., Basham, P.W., Johnston, A.C., 1989. The seismicity of 'stable continental interiors.' *Earthquakes at North-Atlantic passive margins: Neotectonics and postglacial rebound* 299–327.
- Grellet, B., Combes, P., Granier, T., 1993. Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique: avec atlas de 23 cartes au 1/4 000 000ème et une carte au 1/1 000 000ème. *Société géologique de France, Paris*.
- Guerrot, C., 1989. Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne: géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. Université de Rennes 1.
- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J.-P., Gaulier, J.-M., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., Le Strat, P., Mettraux, M., Nalpas, T., Prijac, C., Rigoltet, C., Serrano, O., Grandjean, G., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta* 13, 189–245. <https://doi.org/10.1080/09853111.2000.11105372>

- Inglis, J.D., Samson, S.D., D'Lemos, R.S., Miller, B.V., 2005. Timing of Cadomian deformation and magmatism within La Hague, NW France. *Journal of the Geological Society* 162, 389–400. <https://doi.org/10.1144/0016-764904-006>
- Jolivet, J., Bonnin, J., Beuzart, P., Auzende, J.-M., 1984. Cinématique de l'Atlantique nord et central.
- Jomard, H., Cushing, E.M., Palumbo, L., Baize, S., David, C., Chartier, T., 2017. Transposing an active fault database into a seismic hazard fault model for nuclear facilities – Part 1: Building a database of potentially active faults (BDFA) for metropolitan France. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 17, 1573–1584. <https://doi.org/10.5194/nhess-17-1573-2017>
- Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Watkeys, M., 2007. From flood basalts to the inception of oceanization: Example from the $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ high-resolution picture of the Karoo large igneous province. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8.
- Judenherc, S., Granet, M., Brun, J.-P., Poupinet, G., Plomerová, J., Mocquet, A., Achauer, U., 2002. Images of lithospheric heterogeneities in the Armorican segment of the Hercynian Range in France. *Tectonophysics* 121–134.
- Klein, C., 1990. L'évolution géomorphologique de l'Europe hercynienne occidentale et centrale. Mémoires et Documents de Géographie. Éditions du Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.
- Klein, G. deVries, 1975. Resedimented Pelagic Carbonate and Volcaniclastic Sediments and Sedimentary Structures in Leg 30 DSDP Cores from the Western Equatorial Pacific. *Geology* 3, 39–42. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1975\)3](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1975)3)
- Le Gall, J., Dugué, O., 2003. La Normandie physique, Chap. I : une longue histoire mouvementée. In : Guérin A. (Coord.) : La Normandie, bibliothèque du Naturaliste, Delachaux et Niestlé Ed. 10-11.
- Lagarde, J.L., Amorese, D., Font, M., Laville, E., Dugué, O., 2003. The structural evolution of the English Channel area. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association* 18, 201–213. <https://doi.org/10.1002/jqs.744>
- Lagarde, J.-L., Baize, S., Amorese, D., Delcaillau, B., Font, M., Volant, P., 2000. Active tectonics, seismicity and geomorphology with special reference to Normandy (France). *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association* 15, 745–758. <https://doi.org/10.1002/1099-1417>
- Lake, S.D., Karner, G.D., 1987. The structure and evolution of the Wessex Basin, southern England: an example of inversion tectonics. *Tectonophysics* 137, 347–378. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90328-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90328-3)
- Lautridou, J.P., 1982. La fraction fine des débris de gélifraction expérimentale. *La fraction fine des débris de gélifraction expérimentale* 29, 77–85.
- Le Gall, B., Authemayou, C., Graindorge, D., Duperret, A., Kaci, T., Ehrhold, A., Schmitt, T., 2021. Status of Basement Terranes in Orogens: Insights From the Cadomian Domain of the North Armorican Variscides, Western France. *Tectonics* 40. <https://doi.org/10.1029/2020TC006578>

- Leclère, H., Fabbri, O., Daniel, G., Cappa, F., 2012. Reactivation of a strike-slip fault by fluid overpressuring in the southwestern French-Italian Alps. *Geophysical Journal International* 189, 29–37. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05345.x>
- Lefort, J.P., 1975. Le Contrôle du Socle dans L'évolution de la Sedimentation en Manche Occidentale Apres le Paleozoique: Discussion. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A* 279, 142–143. <https://doi.org/10.1098/rsta.1975.0046>
- Lefort, J.-P., Aifa, T., 1996. Origine et structuration de l'essaim filonien nord-armoricain. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes* 323, 981–986.
- Lefort, J.P., Segoufin, J., 1978. Etude comparee des structures profondes et des anomalies magnetiques allongees reconnues en manche occidentale et en baie d'audierne: Existence possible d'une suture cryptique au nord-ouest du massif armoricain (France). *Tectonophysics* 46, 65–76. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(78\)90105-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(78)90105-1)
- Lubert, L., 2022. Mise en place d'un bassin sédimentaire en contexte tectonique polyphasé : l'exemple du bassin Cénozoïque offshore de l'archipel des Ecrehou (Ouest Cotentin) (Mémoire de Master). Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM) et l'Institut de Radioprotection et de Sécurité Nucléaire (IRSN).
- Manchuel, K., Pouliquen, S., Vergniault, C., Arroucau, P., Le Roux Mallouf, R., Ritz, J.-F., 2022. Quelle place pour l'imagerie sismique dans la caractérisation des failles en domaine intraplaque ? *E3S Web Conf.* 342, 04002. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202234204002>
- Martin, E., François, C., Paquette, J.-L., Capdevilla, R., Lejeune, A.-M., 2018. Petro-geochemistry and zircon U-Pb dating of the late Variscan Flamanville granodiorite and its Paleoproterozoic basement (Normandy, France). *Géologie de la France* 34.
- Masclé, A., Cazes, M., 1987. La couverture sédimentaire du Bassin parisien le long du profil ECORS-Nord de la France. *Revue de l'Institut français du pétrole* 42, 303–316.
- Masson, C., Mazzotti, S., Vernant, P., Doerflinger, E., 2019. Extracting small deformation beyond individual station precision from dense Global Navigation Satellite System (GNSS) networks in France and western Europe. *Solid Earth* 10, 1905–1920. <https://doi.org/10.5194/se-10-1905-2019>
- Matte, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics* 126, 329–374. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90237-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90237-4)
- Mazabraud, Y., Béthoux, N., Deroussi, S., 2005. Characterisation of the seismological pattern in a slowly deforming intraplate region: Central and western France. *Tectonophysics* 409, 175–192. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.08.021>
- McHone, J.G., Ross, M.E., Greenough, J.D., Halls, H., Fahrig, W., 1987. Mesozoic dyke swarms of eastern North America. *Mafic dyke swarms*. Edited by HC Halls and WF Fahrig. Geological Association of Canada, Special Paper 34, 279–288.
- Montadert, L., de Charpal, O., Roberts, D., Guennoc, P., Sibuet, J.-C., 1979. Northeast Atlantic passive continental margins: Rifting and subsidence processes, in: Talwani, M., Hay, W., Ryan,

- W.B.F. (Eds.), Maurice Ewing Series. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 154–186. <https://doi.org/10.1029/ME003p0154>
- Nexer, M., 2015. Etude conjointe des réseaux de drainage et des paléocôtes plio-quaternaires soulevées : exemples de l'Indonésie et du golfe Normand Breton. Université de Caen Normandie. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.36395.13600>
- Nalpas, T., 1994. Inversion des grabens du sud de la mer du Nord : données de sub-surface et modélisation analogique (Thèse de doctorat). Université de Rennes 1, 246.
- Nicolas, M., Santoire, J.P., Delpech, P.Y., 1990. Intraplate seismicity: new seismotectonic data in Western Europe. *Tectonophysics* 179, 27–53. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90354-B](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90354-B)
- Paquet, F., Menier, D., Estournès, G., Bourillet, J.-F., Leroy, P., Guillocheau, F., 2010. Buried fluvial incisions as a record of Middle–Late Miocene eustasy fall on the Armorican Shelf (Bay of Biscay, France). *Marine Geology* 268, 137–151.
- Paquin, C., Froidevaux, C., Souriau, M., 1978. Mesures directes des contraintes tectoniques en France septentrionale. *Bulletin de la Société Géologique de France S7-XX*, 727–731. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XX.5.727>
- Pareyn, C., 1954. Le bassin houiller de Littry (Calvados). Imprimerie Nationale.
- Pareyn, C., 1980. Mise en évidence d'une activité néotectonique pliocène et quaternaire dans le Cotentin, le bassin de Carentan et le Bessin (Manche et Calvados). *Bulletin de la Société Géologique de France S7-XXII*, 695–701. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XXII.4.695>
- Paris, F., JeGouzo, P., Allegre, C., Bocquier, G., 1976. La Bordure Mancellia-synclinorium Median Armoricaïn: une limite géotectonique majeure de l'édifice Armoricaïn. AlleGre, cJ, Bocquier, G., et al.
- Pedoja, Jara-Muñoz, J., De Gelder, G., Robertson, J., Meschis, M., Fernandez-Blanco, D., Nexer, M., Poprawski, Y., Dugué, O., Delcaillau, B., Bessin, P., Benabdelouahed, M., Authemayou, C., Husson, L., Regard, V., Menier, D., Pinel, B., 2018. Neogene-Quaternary slow coastal uplift of Western Europe through the perspective of sequences of strandlines from the Cotentin Peninsula (Normandy, France). *Geomorphology* 303, 338–356. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.11.021>
- Perrot, J., Arroucau, P., Guilbert, J., Déverchère, J., Mazabraud, Y., Rolet, J., Mocquet, A., Mousseau, M., Matias, L., 2005. Analysis of the Mw 4.3 Lorient earthquake sequence: a multidisciplinary approach to the geodynamics of the Armorican Massif, westernmost France. *Geophysical Journal International* 162, 935–950. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02706.x>
- Peucat, J.-J., Auvray, B., Hirbec, Y., Calvez, J.-Y., 1984. Granites et cisaillements hercyniens dans le Nord du Massif Armoricaïn ; géochronologie Rb-Sr. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 1365–1373.
- Piqué, A., Laville, E., 1996. The central Atlantic rifting: Reactivation of Palaeozoic structures? *Journal of Geodynamics* 21, 235–255.

- Power, G.M., Brewer, T.S., D'Lemos, R.S., 1990. The post-tectonic Cadomian plutonic complex of La Hague, Manche, N. France. *SP* 51, 261–272. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.051.01.16>
- Rabu, D., Chauvel, J.-J., Chantraine, J., 1983. Le domaine interne de la chaîne cadomienne dans le Massif Armoricain. Etude lithostratigraphique, géochimique et structurale le long d'une transversale en Baie de Saint-Brieuc et dans le Pays de Lamballe (Côtes-du-Nord). Documents-BRGM.
- Rolet, J., Gresselin, F., Jegouzo, P., Ledru, P., Wyns, R., 1994. Intracontinental hercynian events in the Armorican Massif, in: *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*. Springer, pp. 195–219.
- Samson, S.D., D'Lemos, R.S., Miller, B.V., Hamilton, M.A., 2005. Neoproterozoic palaeogeography of the Cadomia and Avalon terranes: constraints from detrital zircon U–Pb ages. *Journal of the Geological Society* 162, 65–71. <https://doi.org/10.1144/0016-764904-003>
- Sánchez-Sesma, F.J., Rodríguez, M., Iturrarán-Viveros, U., Luzón, F., Campillo, M., Margerin, L., García-Jerez, A., Suarez, M., Santoyo, M.A., Rodríguez-Castellanos, A., 2011. A theory for microtremor H/V spectral ratio: application for a layered medium. *Geophysical Journal International* 186, 221–225. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05064.x>
- Steffen, R., Steffen, H., Wu, P., Eaton, D.W., 2014. Stress and fault parameters affecting fault slip magnitude and activation time during a glacial cycle. *Tectonics* 33, 1461–1476. <https://doi.org/10.1002/2013TC003450>
- Strachan, R.A., D'Lemos, R.S., Dallmeyer, R.D., 1996. Neoproterozoic evolution of an active plate margin: North Armorican Massif, France, in: *Special Paper 304: Avalonian and Related Peri-Gondwanan Terranes of the Circum-North Atlantic*. Geological Society of America, pp. 319–332. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2304-3.319>
- Suzzoni, J.M., 1988. Tectonique cassante cenozoïque polyphasée sur la marge armoricaine du bassin de Paris (France). *Bulletin de la Société Géologique de France* IV, 995–1002. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.IV.6.995>
- Thinon, I., 1999. Structure profonde de la Marge Nord Gascogne et du Bassin Armoricain (Thèse de doctorat). Université de Bretagne Occidentale, BREST.
- van Vliet-Lanoë, B., Laurent, M., Bahain, J.L., Balescu, S., Falguères, C., Field, M., Hallégouët, B., Keen, D.H., 2000. Middle Pleistocene raised beach anomalies in the English Channel: regional and global stratigraphic implications. *Journal of Geodynamics* 29, 15–41. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(99\)00063-0](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(99)00063-0)
- Van Vliet-Lanoë, B., Vandenberghe, N., Laurent, M., Laignel, B., Lauriat-Rage, A., Louwye, S., Mansy, J.-L., Mercier, D., Hallégouët, B., Laga, P., Laquement, F., Meilliez, F., Michel, Y., Moguedet, G., Vidier, J.-P., 2002. Palaeogeographic evolution of northwestern Europe during the Upper Cenozoic. *Geodiversitas* 24, 511–541.
- Vandycke, S., Bergerat, F., 2001. Brittle tectonic structures and palaeostress analysis in the Isle of Wight, Wessex basin, southern U.K. *Journal of Structural Geology* 23, 393–406. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00125-5](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00125-5)

- Vernant, P., Hivert, F., Chéry, J., Steer, P., Cattin, R., Rigo, A., 2013. Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges. *Geology* 41, 467–470. <https://doi.org/10.1130/G33942.1>
- Vernhet, Y., Baize, S., Coutard, J.P., Langevin, C., 1999. Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50,000), feuille Balleroy (118). BRGM, Orléans.
- Vignerresse, J.-L., 1988. La fracturation post-hercynienne du Massif armoricain d'après les données géophysiques. *Géologie de la France* 4, 3–10.
- Watts, M.J., Williams, G.D., 1979. Fault rocks as indicators of progressive shear deformation in the Guingamp region, Brittany. *Journal of Structural Geology* 1, 323–332. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(79\)90007-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(79)90007-5)
- Wyns, R., Guillocheau, F., 1999. Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux, in: Documents du BRGM. *Géologie régionale et générale*. Presented at the Colloque Géofrance 3D, pp. 103–108.
- Wyns, R., Quesnel, F., Simon-Coincon, R., Guillocheau, F., Lacquement, F., 2003. Major weathering in France related to lithospheric deformation, in: *Géologie de la France*. Presented at the Paleoweathering and Paleosurfaces in the Ardennes-Eifel region, pp. 79–87.
- Ziegler, A.M., Scotese, C., McKerrow, W., Johnson, M., Bambach, R., 1979. Paleozoic Paleogeography. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 7, 473–502. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.07.050179.002353>
- Ziegler, P.A., 1986. Geodynamic model for the Palaeozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. *Tectonophysics* 126, 303–328. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90236-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90236-2)
- Ziegler, P.A., 1987. Evolution of the Western Approaches Trough. *Tectonophysics* 137, 341–346. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90327-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90327-1)
- Ziegler, P.A., Cloetingh, S., van Wees, J.-D., 1995. Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics* 252, 7–59. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00102-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00102-6)

Chapitre II

Matériels et Méthodes

Sommaire

1. Introduction.....	53
2. Outils topo-bathymétriques	54
2.1 Données terrestres.....	56
2.1.1 Trait de côte national TCH	56
2.1.1 La BD-Alti.....	57
2.1.2 Le RGE Alti.....	58
2.2 Les données marines	59
2.2.1 Projet Litto 3D	59
2.2.2 Le projet HOMONIM (Historique, Observation, MOdélisation des Niveaux Marins).....	63
2.2.3 Lots bathymétriques du SHOM	64
2.2.4 Les campagnes marines côtières complémentaires	66
2.3 Traitement des données bathymétriques.....	71
2.3.1 Homogénéisation du référentiel altimétrique.....	72
2.3.2 Construction d'une mosaïque	73
2.3.3 Analyse par effet d'ombrage (Hillshade)	75
2.3.4 Analyse de pente.....	77
2.3.5 La rugosité de terrain	Erreur ! Signet non défini.
2.3.6 La réflectivité	81
3. Données de sismique réflexion marine.....	83
3.1 Principe de l'acquisition sismique	83
3.2 Les campagnes de sismique réflexion de l'Ouest Cotentin	83
3.2.1 BaseEcrehou	84
3.2.2 GéoEcrehou.....	84
3.2.3 Stockline2	84
3.3 La campagne EMECHAT	86
3.3.1 Instrumentation déployée à bord du N/O Côtes de la Manche	87
3.4 Traitement des données sismiques EMECHAT.....	90
3.4.1 Séquence de traitement de bord	90
3.4.2 Séquence de traitement à terre.....	91
3.5 Banque de Géologie Marine (BRGM).....	94
4. Données géologiques terrestres	96
4.1 Données cartographiques du BRGM.....	96
4.2 Investigations de terrain.....	98
5. Résumé	101
6. Références	102

1. Introduction

Les unités géologiques du Domaine Nord-Armoricain (DNA) présentées dans le chapitre 1 sont exposées dans le Nord Cotentin. Il a été démontré que ces unités sont profondément affectées par les déformations varisques et post-varisques. Ce domaine orogénique polyphasé, fortement érodé, connaît actuellement une sismicité intraplaque faible à modérée, caractérisée par des séismes peu profonds. On suppose que cette sismicité régionale est en partie contrôlée par des structures héritées. L'objectif du projet de thèse est donc de décrypter les processus de déformation ductile et cassante présents dans cette zone, en différenciant ceux issus des différentes phases de l'orogénèse, puis d'étudier la déformation récente du Cénozoïque à l'actuel.

Pour mener une étude structurale approfondie dans le Nord Cotentin, il est essentiel de répertorier les données antérieures disponibles, tant en mer qu'à terre. Avant cette thèse, les données existantes consistaient en des cartes géologiques au 1/50 000e du BRGM pour la partie terrestre et des cartes géologiques au 1/1 000 000e ainsi que des données de carottages et de dragages de la base de données géologiques marines nationales (BRGM-BSSmer) pour la partie marine. Bien que cette cartographie à ces échelles permettait de mettre en évidence la présence d'objets géologiques, elle ne permettait pas d'accéder aux détails de la géomorphologie dans les zones sous-marines.

Le premier objectif de ce chapitre est donc de (1) répertorier les données antérieures et acquises au cours de la thèse, (2) fusionner et compléter le jeu de données topo-bathymétriques existant, dans le but d'obtenir une image la plus complète et précise possible du secteur terre-mer, (3) apporter une dimension verticale par l'acquisition de nouvelles données de sismique réflexion haute résolution (EMECHAT).

Ce chapitre présentera donc successivement les différents outils et méthodes utilisés, qui nous permettront de mieux comprendre le fonctionnement des différents accidents géologiques et d'établir leurs liens avec l'évolution morpho-sédimentaire sur ce socle complexe.

2. Outils topo-bathymétriques

Depuis 2001, l'Institut Géographique National (IGN) met à disposition des données topographiques terrestres (altimétriques) à haute résolution via la BD-Alté et le RGE-Alté.

De même, le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) a acquis et met à disposition les données topo-bathymétriques issues du Litto3D (acquises en 2016 et 2020), ainsi que les levés bathymétriques monofaisceaux et multifaisceaux effectués respectivement avant et après 2005.

Divers outils sont employés pour obtenir ces données : le laser aéroporté, également appelé LiDAR topo-bathymétrique (Light Detection And Ranging) pour la partie terre-mer et les échosondeurs multifaisceaux (SMF) et monofaisceau pour la partie marine (Figure 2. 1).

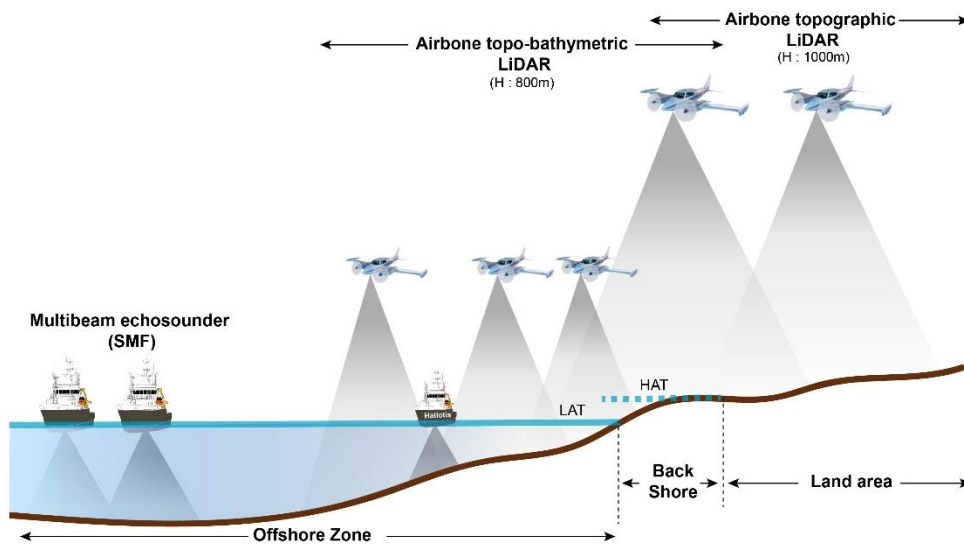


Figure 2. 1 : Outils d'acquisition des données topo-bathymétriques 5

Le LiDAR topo-bathymétrique est une technique de télédétection (émission et réception) qui permet de réaliser des levés topographiques et bathymétriques simultanés (Dehouck et al., 2010).

Le LiDAR topographique dédié à la partie terrestre, émet un rayon dans les longueurs d'onde proche de l'infra-rouge (1064 nm) tandis que le LiDAR bathymétrique aéroporté émet un rayonnement visible dans le vert (532 nm) et aussi dans le proche infrarouge (1064 nm) (Mallet et al., 2012) qui pénètre dans l'eau plus ou moins profondément, allant jusqu'à -20 ou -30 mètres en eau claire.

Pour tenir compte de l'atténuation rapide du signal optique dans la colonne d'eau, les zones les plus profondes sont investiguées au moyen d'un sondeur acoustique. Pour les deux techniques, le temps mesuré entre l'émission et la réception après réflexion sur les fonds marins permet de

calculer la profondeur de l'interface eau-sédiment en se basant sur la vitesse de la lumière (LiDAR) ou du son (sondeur) dans l'eau (Hughes Clarke et al., 1996 ; Lurton, 2002). Des corrections sont appliquées pour tenir compte des variations de la vitesse liées à la température, la salinité et la pression de l'eau. En mesurant la différence de temps entre l'émission et la réception du signal, la distance parcourue est calculée, puis convertie en altitude ou en profondeur. Il est important de noter que des variations locales peuvent causer des erreurs, donc des corrections précises sont nécessaires pour obtenir des mesures de profondeur précises. Le sondeur acoustique monofaisceau détermine la profondeur en émettant une impulsion sonore à travers un faisceau dirigé selon la verticale du navire. Pour les petits fonds, la fréquence élevée des sondeurs (environ 300 kHz) autorise un cône d'émission étroit optimisant ainsi la résolution spatiale. Le système multifaisceaux (SMF) utilise plusieurs émetteurs acoustiques associés dans une même base. Ce dispositif permet une investigation surfacique des fonds marins. La largeur de la bande investiguée est fonction du nombre de bases acoustiques, de la profondeur et de l'angle d'ouverture des faisceaux. Les SMF émettent des impulsions sonores sous forme de lobes étroits dans la direction longitudinale (0.5° à 1°) et larges dans la direction transversale ($> 200^\circ$). Pour chaque faisceau de réception, la zone du fond insonifiée est l'intersection entre le lobe d'émission et le faisceau de réception. Les systèmes multifaisceaux petits-fonds présentent généralement une très bonne résolution spatiale (X, Y) de l'ordre du décimètre, ainsi qu'une précision verticale de l'ordre du centimètre et permettent d'explorer le fond sur une bande d'une largeur pouvant atteindre 5 à 7 fois la profondeur d'eau (<https://www.ifremer.fr/fr>).

Pour augmenter la largeur de la fauchée par petits fonds, le sondeur interférométrique peut être plus pertinent. Mettant en œuvre des traitements spécifiques du signal acoustique, il permet une plus grande fauchée en très petits fonds (quelques m). Cependant, les données situées en extrémité de portée sont très bruitées ce qui implique un traitement plus poussé des données en post-traitement. Dans le cadre de ce travail, la vedette Haliotis de l'Ifremer qui est équipée de ce type de sondeur (Geoswath, 250 kHz) a été utilisée lors de la campagne COCOTEC en 2019 (Duperret, 2019). Les données ainsi obtenues sont très intéressantes car elles permettent, en plus de la mesure des très petits fonds, de réaliser un calage avec les données LiDAR aéroportées.

Les drones peuvent être utilisés pour réaliser des levés topo-bathymétriques et de l'orthophotographie de zones difficiles d'accès ; ceci avec des temps d'acquisition plus courts et à faible coût par rapport aux levés aéroportés. Ils utilisent généralement le principe de la télédétection laser par télémétrie et un positionnement GNSS (Géolocalisation et Navigation par un Système de Satellites). La station GNSS peut être connectée à un système RTK (Real Time

Kinematics) via un lien radio, ce qui permet de corriger le signal en temps réel et d'améliorer ainsi la précision de la localisation géographique des données bathymétriques ou altimétriques.

L'ensemble des données topo-bathymétriques est intégré dans un Système d'Information Géographique (SIG ArcGIS ou QGIS), ce qui permet de les traiter, de les interpréter, de les visualiser et de les sauvegarder sous forme de couches (ou calques) liées les unes aux autres par leur localisation.

2.1 Données terrestres

Le relief du territoire national est décrit à l'aide de données altimétriques (topographiques) à différentes résolutions, principalement grâce au développement des outils d'acquisition aériens par l'IGN. Ces données ont été acquises dans le cadre de deux projets nationaux : BD-Alti et RGE-Alti. Depuis 2001, elles sont mises à disposition du public et peuvent être téléchargées depuis le site (<https://www.geoportail.gouv.fr/>).

Le RGE (Référentiel Géographique à Grande Echelle) comprend une composante topographique qui est composée de deux parties : la BD TOPO (une modélisation 3D du territoire et de ses infrastructures) et le RGE-Alti (qui décrit le relief).

2.1.1 Trait de côte national TCH

Le Trait de Côte HISTOLITT® (TCH) est une entité théorique constituée d'un ensemble de polygones 2D représentant la limite de référence entre la partie terrestre et marine (Figure 2. 2). Cette limite est soumise à des variations continues dans le temps en raison des dynamiques marégraphiques et climatiques. Le TCH a été défini d'un commun accord par le SHOM et l'IGN en 2006-2007, puis mis à jour en 2009. Il est placé à l'intersection de la surface topographique avec le niveau des plus hautes mers astronomiques (Highest Astronomical Tide HAT) de coefficient 120 (Figure 2. 2) dans des conditions météorologiques normales, c'est-à-dire en l'absence de vent en mer et de variations de pression atmosphérique susceptibles d'élever ou d'abaisser le niveau marin.

Le TCH est issu de la mise à jour du Trait de Côte au 1/25 000 (TC25000) qui est dérivé des cartes marines du SHOM datant de 1992 (les minutes topographiques, les cartes IGN au 1/25 000 et restitution photogrammétriques du SHOM). Le TC25 000 est mis à jour avec les données de la TCBDTOPO (Trait de Côte de la Base de Donnée TOPOgraphique), ainsi que les éléments saisis en 2D sur le fond d'images photogrammétriques (BD ORTHO) (<https://diffusion.shom.fr/>).

La résolution planimétrique (spatiale) du trait de côte est généralement métrique (1 à 5m) mais peut atteindre plusieurs mètres pour les zones particulièrement plates.

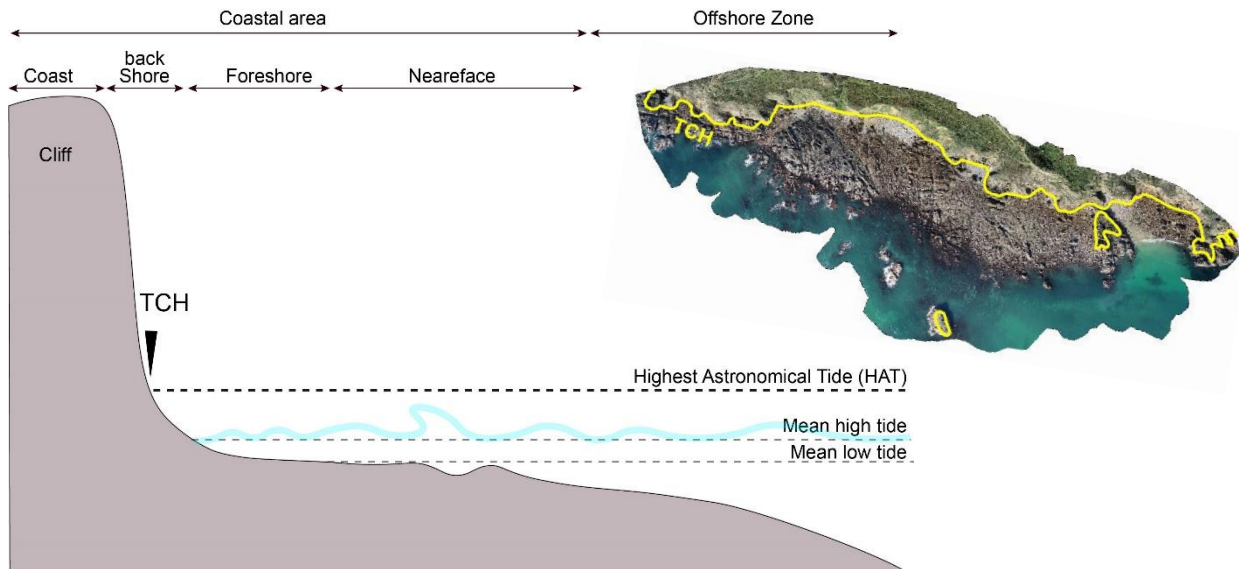


Figure 2. 2 : Schéma explicatif de la position du Trait de côte national TCH (Histollit) et positionné sur l'orthophotographie du platier rocheux de la baie de Moncaneval (campagne CHERBOURG, 2022).

2.1.2 La BD-Alti

La BD-Alti est une base de données altimétriques produite par l'IGN et disponible en version Open Data. C'est un modèle numérique de terrain (MNT) sous forme de grille régulière qui décrit le relief du territoire national à différentes résolutions planimétrique, disponible au pas de 250, 75 et 25 mètres (www.ign.fr). La BD-Alti25 représente la plus haute résolution du jeu de données BD-Alti, à un pas de 25m (Figure 2. 3a).

L'édification de la BD-Alti (IGN) a nécessité plusieurs types de données en fonction des caractéristiques de la zone géographique à couvrir : des données issues de la numérisation de cartes pour les zones sans couverture LiDAR, des données LiDAR aéroporté utilisées pour les zones inondables, littorales et les massifs forestiers et des données de restitution photogrammétrique de photos aériennes historiques en zone urbaine ou autre.

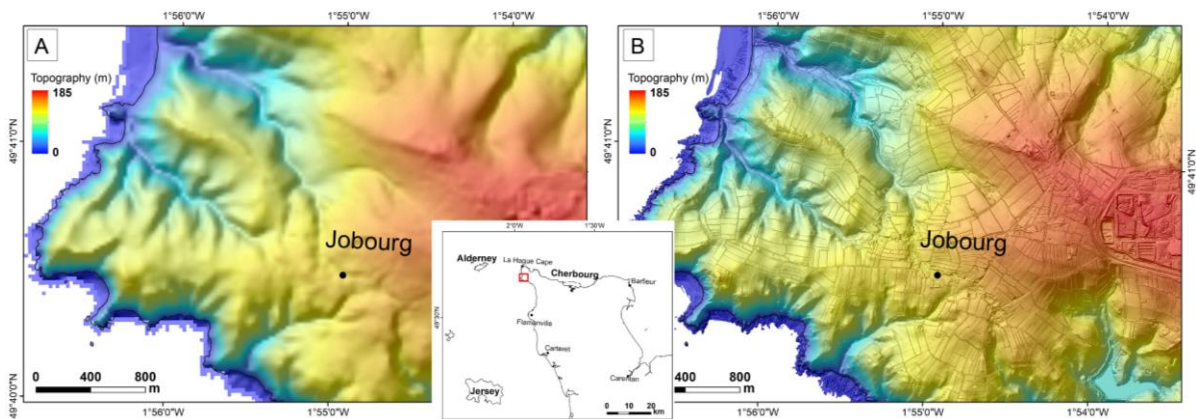


Figure 2. 3 : Modèle numérique de terrain MNT de la presqu'île de La Hague, Cotentin couverte par (A) la BD Alti25 et (B) RGE Alti d'une résolution de 1m.

Il existe plusieurs versions de la BD-Alti : la BD-Alti v.1, qui représente la description historique du relief et la BD-Alti v.2, qui est la version sous-échantillonnée du RGE-Alti (Référentiel à Grande Échelle - Altimétrie), le nouveau référentiel altimétrique. Cette dernière est disponible via le réseau Géodésique Français 1993 (RGF93), référencée en système de projection conique conforme de Lambert (Lambert 93) référencé sur le zéro topographique défini par le marégraphe de Marseille (Tableau 2. 1).

Tableau 2. 1 : Récapitulatif des caractéristiques des différentes sources de données Terre-Mer utilisées.

DATA	Area covered	Projection	Vertical Datum	Spatial resolution (m)	Vertical Resolution (m)	Elevation
BD-Alti 25	Terrestrial	Lambert 93	IGN 69 (NGF)	25	< 2	-4 to 185
RGE Alti	Terrestrial	Lambert 93	IGN 69 (NGF)	1	< 1	-10 to 185
Litto 3D	Terrestrial / Marine	Lambert 93	IGN 69 (NGF)	1 to 2	0.5	-27 to 185
HOMONIM	Marine	WGS84	ZH	111,11	-	-170 to 18
Levés bathymétriques SHOM (après 2005)	Marine	WGS84	ZH	1 to 20	1 to 0.3	-110 to 0
BATHAGUE 2008 et 2010	Marine	WGS84	ZH	1	0.1	-45 to -2
COCOTEC 2019	Marine	WGS84	ZH	1	0.1	-65 to -1
EMECHAT 2022	Marine	WGS84 / UTM zone 30N	ZH	1	0.1	-68 to -14
CHERBOURG 2022	Terrestrial / Marine	Lambert 93	IGN 69 (NGF)	0.1	0.1	-6 to 72

2.1.3 Le RGE Alti

Le RGE-Alti est un modèle numérique de terrain maillé qui permet de décrire la forme et l'altitude de la surface du sol à grande échelle (www.ign.fr). Cette donnée est disponible en version sous-échantillonnée, avec une résolution de 1 ou 5 m, pour des échelles comprises entre 1:1 000 et 1:5 000. Cette donnée couvre la totalité de la partie terrestre à partir du trait de côte Histolitt (TCH) (Figure 2. 3b). Le RGE-Alti fournit une représentation du relief du terrain dépourvue des structures et des objets (sans les éléments de sursol tels que les bâtiments et la végétation) présents à sa surface.

La précision du RGE-Altitude dépend des moyens d'acquisition, qui varient selon les zones géographiques. Les zones inondables et littorales, ainsi que les régions à couvert végétal dense, sont acquises par LiDAR (Figure 2. 4), avec une précision altimétrique de 0,2 à 0,5 m. Les zones montagneuses à fort relief sont acquises par la technologie radar, avec une précision de 7 m. Pour le reste du territoire, une précision altimétrique (verticale) comprise entre 0,5 et 0,7 m est obtenue par corrélation de photos aériennes.

Dans le Cotentin, le RGE-Altitude a été utilisé à une résolution planimétrique de 1 m et une précision altimétrique de 0,5 m. Comme la BD-Altitude25, le RGE-Altitude est dans le système Lambert 93 en mètres et se réfère au système altimétrique NGF/IGN 1969 avec le zéro topographique défini par le marégraphe de Marseille (Tableau 2. 1).

2.2 Les données marines

Trois types de données bathymétriques différentes ont été utilisées (1) les données LiDAR acquises dans le cadre de Litto3D ©, (2) les données des sondes anciennes monofaisceaux du SHOM et enfin (3) les données issues des campagnes à la mer acquises par sondeur multifaisceaux et sonar interférométrique.

Le sonar interférométrique, tel que le sondeur Geoswath du N/O Haliotis, est fixé à la coque du navire, tout comme les sondes multifaisceaux. Il fonctionne à une fréquence de 250 KHz et fournit des mesures de bathymétrie ainsi qu'une imagerie basée sur l'amplitude du signal rétrodiffusé. Ce système est composé de deux ou plusieurs transducteurs sonar qui émettent des impulsions sonores dans l'eau. Les ondes sonores se propagent dans l'eau et sont réfléchies par le substrat. Les transducteurs reçoivent les signaux réfléchis et calculent les différences de phase entre les signaux reçus par chaque transducteur. Ces différences de phase sont utilisées pour reconstruire une image de la zone balayée par le sonar. L'image résultante est affichée en niveaux de gris, représentant l'énergie acoustique réfléchi par les différents substrats et elle fournit des informations détaillées sur la topographie du fond marin, y compris la bathymétrie et la rugosité.

2.2.1 Projet Litto 3D

Le projet national Litto 3D a été créé pour répondre aux risques littoraux croissants, suite à la recommandation de l'Europe aux États membres en mai 2012, en réponse aux catastrophes du naufrage des pétroliers *Erika* et *Prestige*. Bien que des levés précis du littoral à terre soient disponibles depuis 2012, il n'existait pas de vision complète et précise du continuum terre-mer sur le littoral métropolitain. Le Litto 3D est un donc modèle numérique de terrain continu et de haute résolution du littoral français, mené conjointement par le SHOM et l'IGN. Il combine les

données acquises par laser topographique de l'IGN et les données bathymétriques effectuées au lidar bathymétrique et au sondeur multifaisceaux (SMF) du SHOM pour la partie marine. Pour le littoral de Normandie et des Hauts-de-France, ce projet est piloté par le réseau d'Observation du Littoral de Normandie et des Hauts-de-France (ROLNP) en partenariat avec les collectivités territoriales, le Ministère de l'Environnement, de l'Énergie et de la Mer, l'Europe (FEDER), les Agences de l'eau Seine Normandie et Artois Picardie et le parc naturel marin des estuaires picards et de la mer d'Opale (Figure 2. 4).

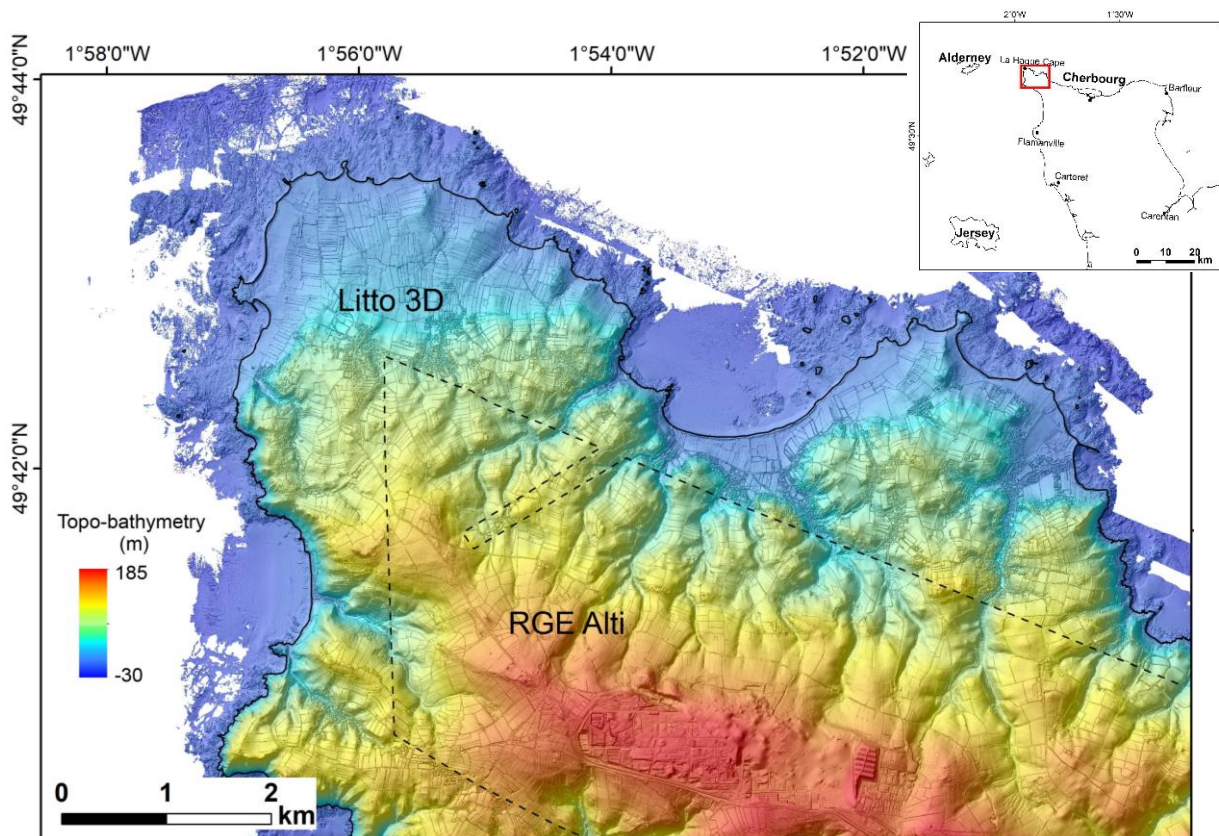


Figure 2. 4 : Données topo-bathymétriques combinant les données Litto 3D et données topographiques BD Alti25 et RGE Alti de la pointe de La Hague.

Les données Litto 3D sont structurées en dalles de 1 km^2 (ASC), grille aux pas de 1 m et 5 m couvrant la frange littorale de la façade atlantique et de la Manche, elles sont mises en ligne en libre accès sur le site de diffusion du SHOM (<https://diffusion.shom.fr/>) (Tableau 2. 1). Elles s'étendent du TCH jusqu'à une profondeur de 27 m et à une altitude de 180 m à terre ou sur une bande de 2 km de large à l'intérieur des terres à partir du TCH (Figure 2. 5). La précision altimétrique des données Litto 3D est de 50 cm et la précision planimétrique (spatiale) est de 1 à 2 m (Figure 2. 6, Figure 2. 7). Le Litto 3D est basé sur le référentiel altimétrique de l'IGN69 dans le système géodésique RGF 93 et dans le système de projection Lambert-93.

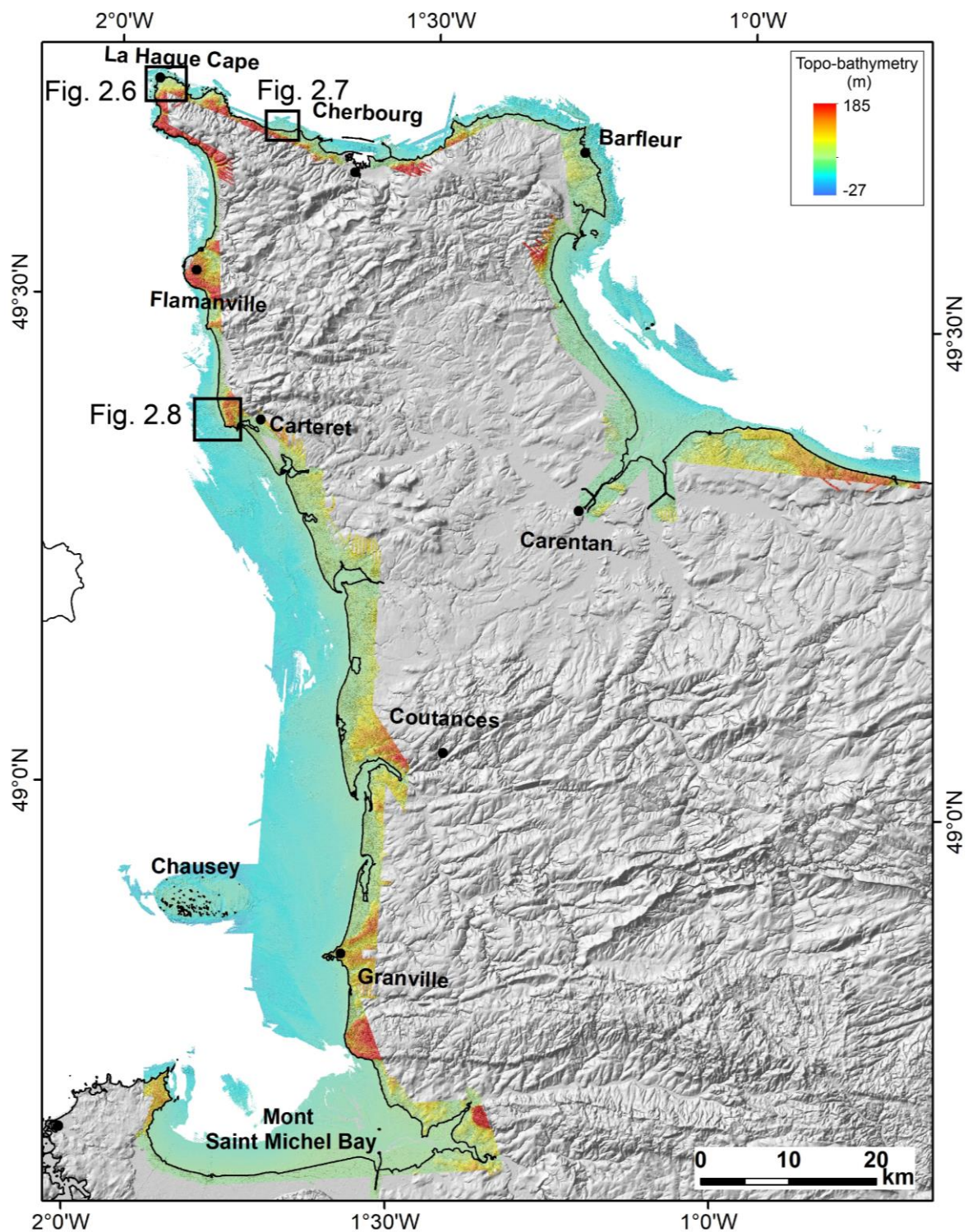


Figure 2.5 : Ensemble des données topo-bathymétriques (Litto 3D) en échelle de couleur superposée sur la BD-Alti 25 synthétisé dans le cadre de cette étude. Le trait noir représente le trait de côte national TCH (Histolitt). Les encarts en trait noir épais représentent des zooms qui sont représentés dans les figures (2.6, 2.7 et 2.8).

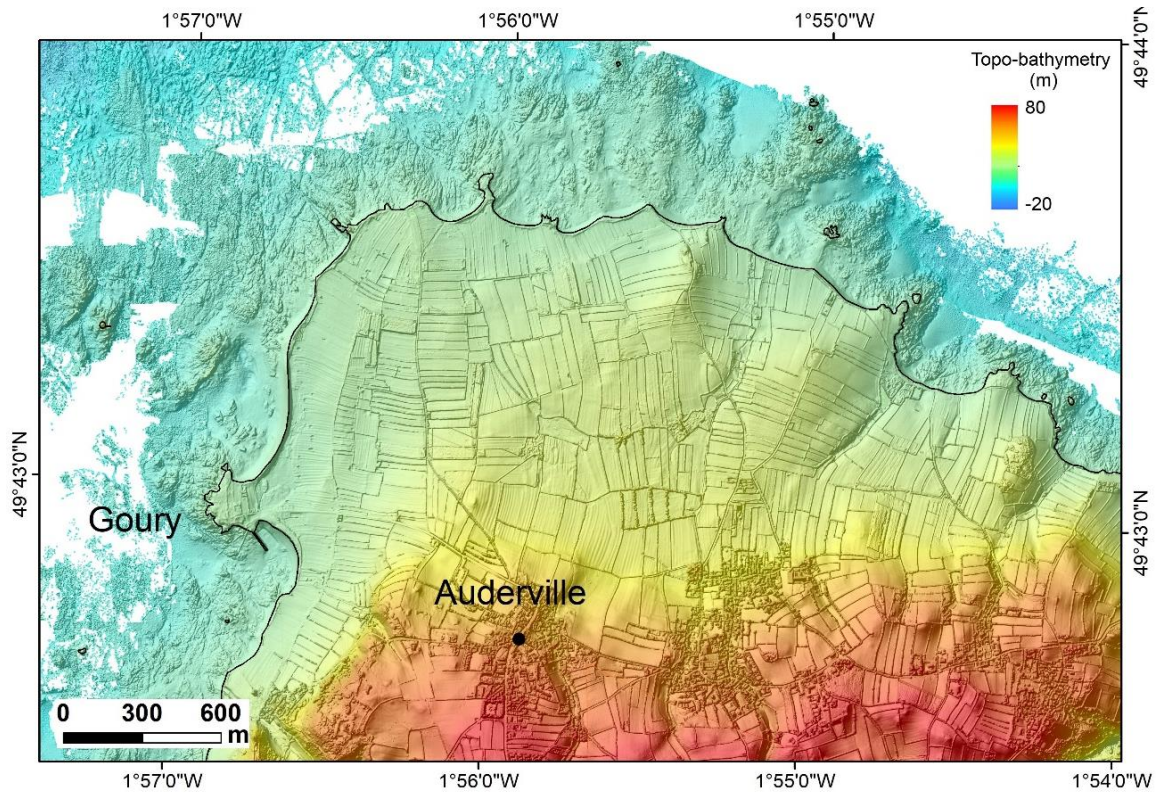


Figure 2. 6 : Extrait de la figure 2.5 montrant l'extension de la donnée topo-bathymétrique Litto 3D couvrant la frange littorale du Cap de La Hague (nord d'Auderville).

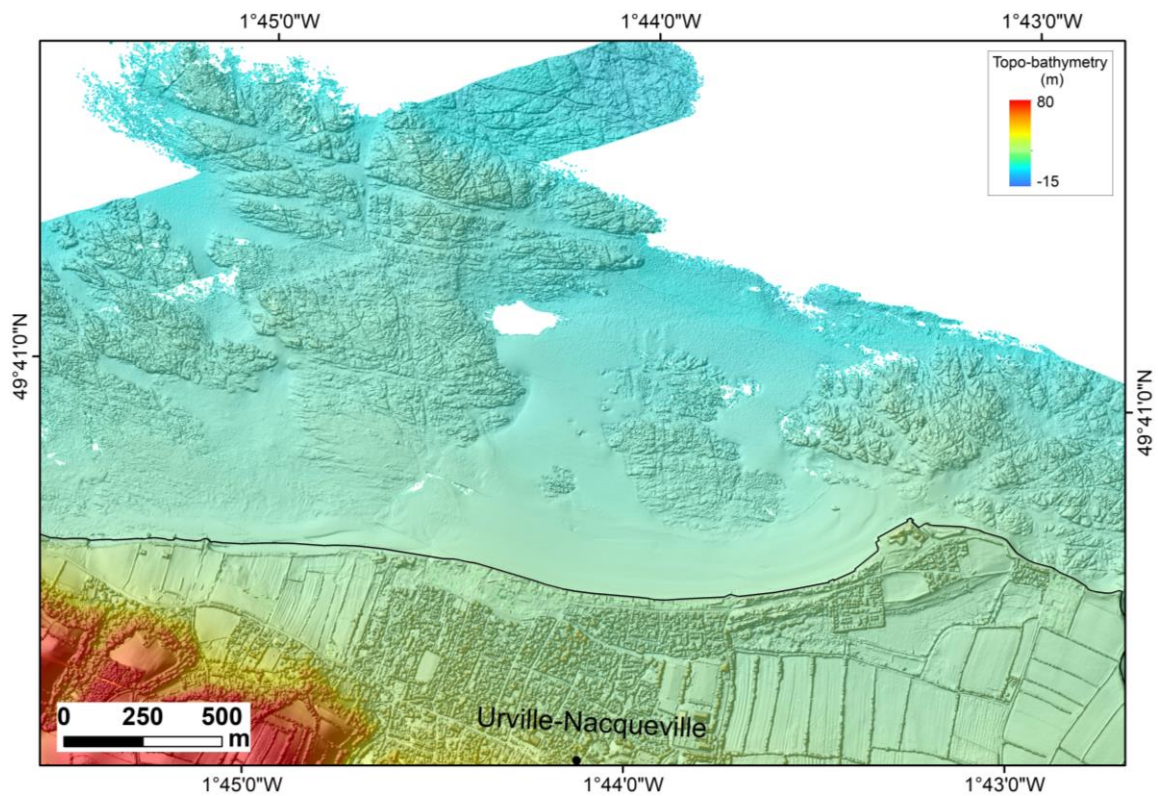


Figure 2. 7 : Zoom sur la donnée Litto 3D couvrant le platier rocheux à l'est du Cap de La Hague et à l'ouest de Cherbourg.

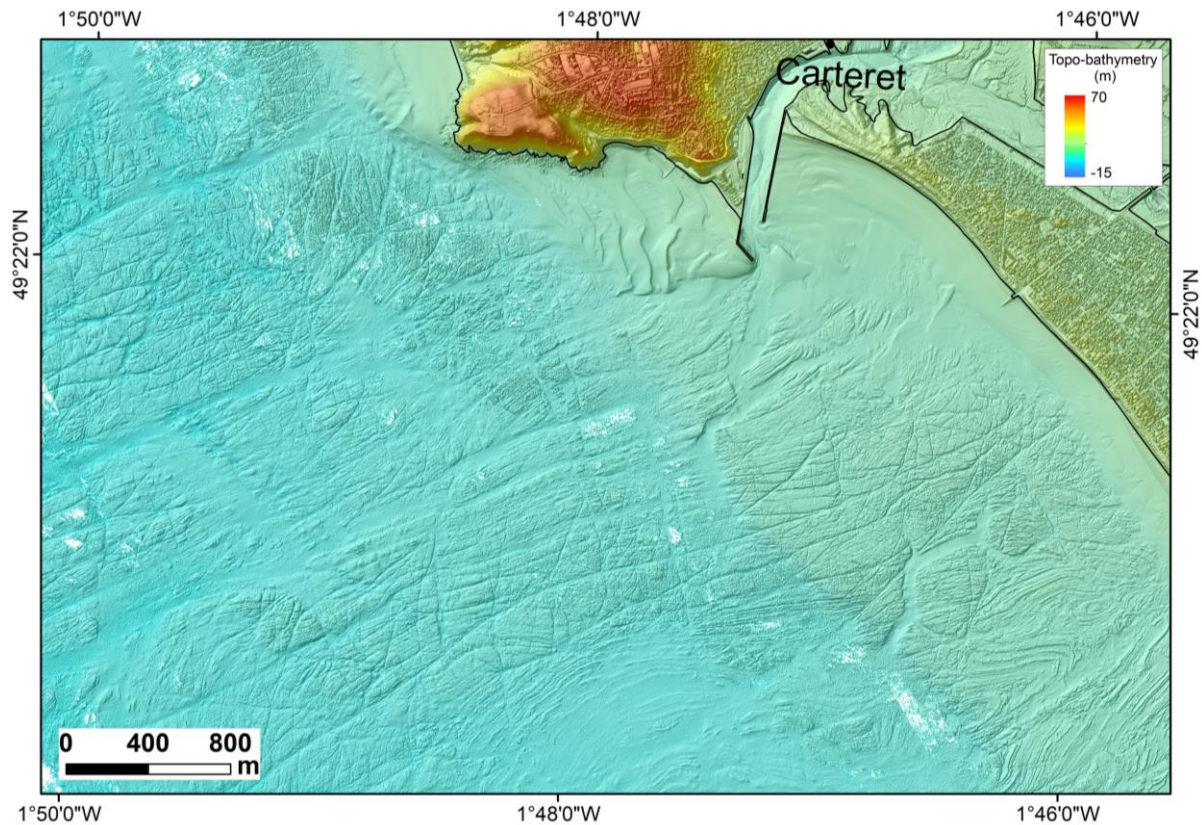


Figure 2. 8 : Zoom sur la donnée Litto 3D couvrant le platier rocheux de Carteret, au sud du cap de La Hague.

L'acquisition des données du Litto 3D comprend deux phases. La phase 1 intègre les données topo-bathymétriques acquises entre 2016-2018, tandis que la phase 2 réalisée en 2020-2022 fournit en plus des données topographiques de l'orthophotographie. Les dalles d'orthophotographies numériques couleur sont à une très haute résolution (10 cm) et sont mises en ligne (<https://rolnp.maps.arcgis.com/>) au format TIFF sous forme de mosaïque d'images fournissant une image détaillée du platier réalisée à basse mer. Dans le cadre de cette étude, les orthophotographies de très haute résolution (10 cm) seront utilisées pour décrire la géomorphologie côtière dans le Cotentin.

2.2.2 Le projet HOMONIM (Historique, Observation, MODélisation des Niveaux Marins)

Parallèlement, le projet HOMONIM est une collaboration entre le SHOM et Météo-France, initiée en 2011 et pilotée par la Direction Générale pour la Prévention des Risques (DGPR). L'objectif de ce projet est d'améliorer la capacité de vigilance météorologique face aux risques de vagues et de submersions marines. Dans ce cadre, l'un des enjeux majeurs consiste à construire un Modèle Numérique de Terrain (MNT) bathymétrique de la façade atlantique, adapté aux besoins de la modélisation hydrodynamique, afin d'améliorer la précision des prévisions des hauteurs d'eau et

de l'état de la mer à la côte. Le MNT de la façade Atlantique est élaboré à partir des levés extraits de la Base de Données Bathymétriques du SHOM (BDBS) et couvre une partie de la Mer du Nord, de la Manche (Figure 2. 9) et du Golfe de Gascogne. Il s'étend depuis le trait de côte jusqu'à une profondeur de 4 800 mètres et présente une résolution planimétrique de 111,11 mètres (Tableau 2. 1). Cependant, certaines zones éloignées du littoral présentent des résolutions plus basses (500 mètres) avec des données fournies par le projet EMODnet (European Marine Observation and Data network). Le MNT est fourni dans le système géodésique WGS84 (<https://diffusion.shom.fr/>).

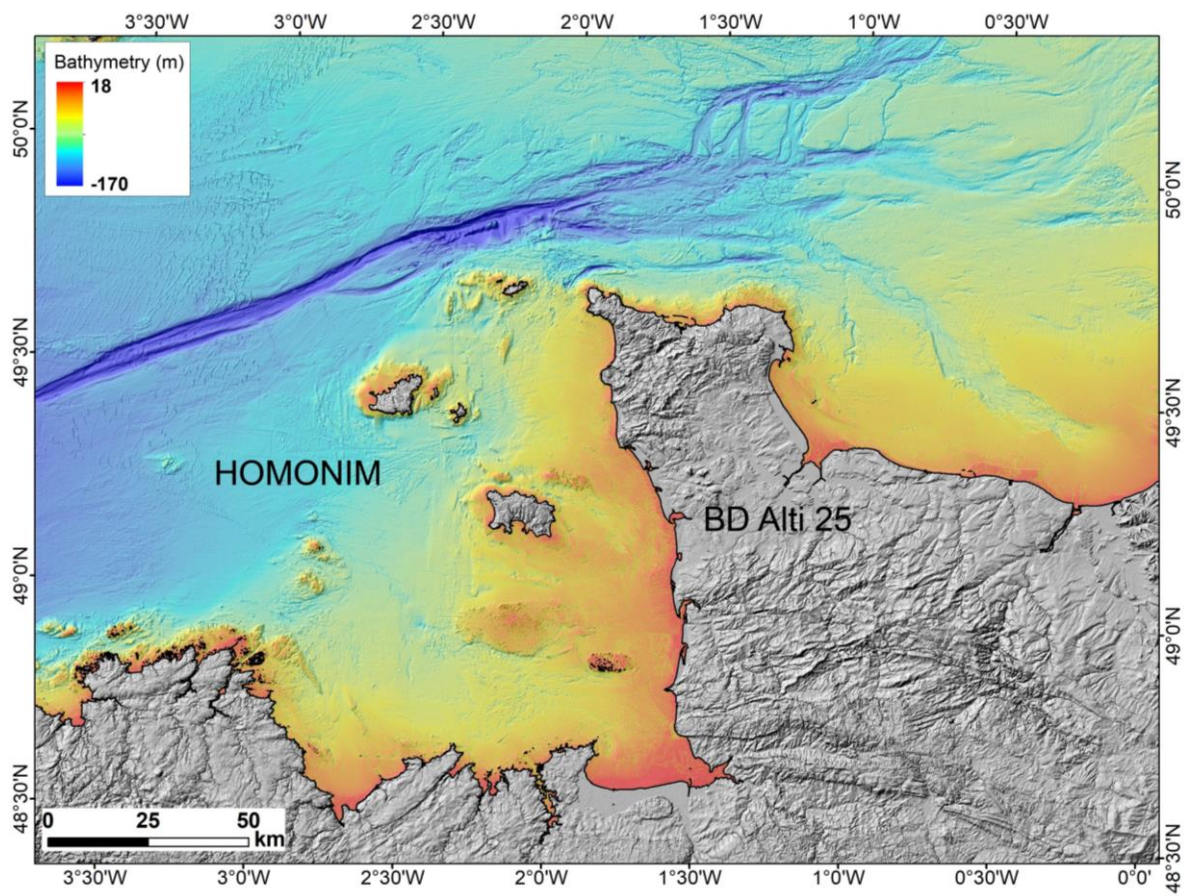


Figure 2. 9 : MNT de la façade atlantique issue du projet HOMONIM (SHOM).

2.2.3 Lots bathymétriques du SHOM

Les levés bathymétriques du SHOM ont pour objectif de cartographier les reliefs sous-marins et sont stockés dans la Base de Données Bathymétriques du SHOM (BDBS). Ces relevés sont effectués par des sondeurs mono ou multifaisceaux.

Dans notre étude, seulement deux des quatre lots des données bathymétriques ont été sélectionnés pour être compilés et traités : les lots bathymétriques collectés entre 1970 et 2005 (Figure 2. 10), acquis à l'aide de sondeurs monofaisceau et des premières générations de sondeurs

Chapitre II Matériels et Méthodes

multifaisceaux et les lots bathymétriques collectés après 2005 (Figure 2. 10) exclusivement avec des sondeurs multifaisceaux. Les précisions verticales des sondes varient de 30 cm à 1 m pour les fonds jusqu'à 50 m et de 1 à 2 % de la profondeur pour les grands fonds. Les données bathymétriques compilées pour la partie nord-ouest du Cotentin couvrent une superficie de 2390 km² avec une résolution planimétrique comprise entre 1 et 20 mètres. Les données sont référencées verticalement au Zéro Hydrographique (ZH), qui est assimilé à la Plus Basse Mer Astronomique (PBMA).

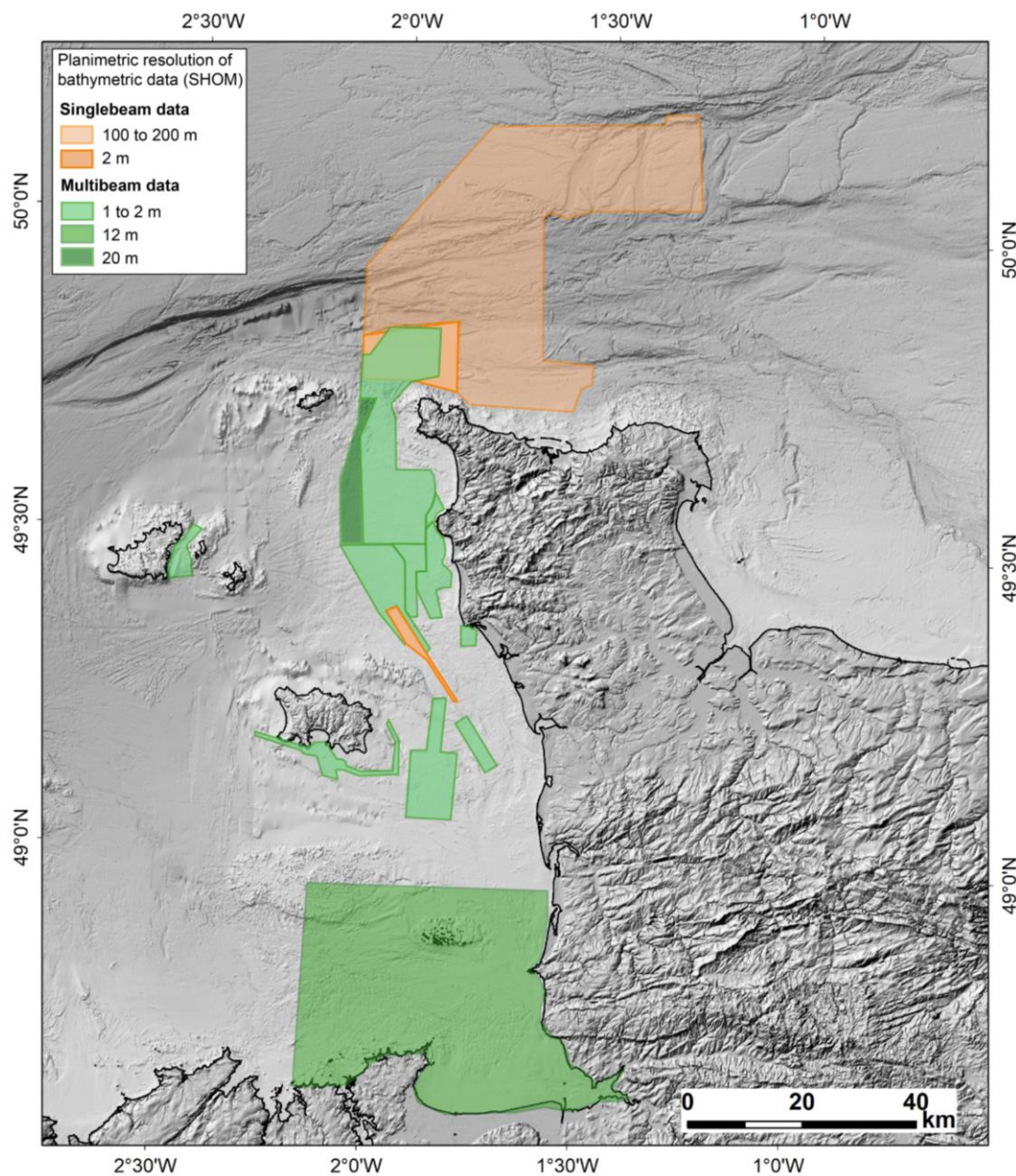


Figure 2. 10 : Localisation des levés bathymétriques du SHOM pour l'offshore du Cotentin avec leurs résolutions planimétriques respectives. En orange, les données bathymétriques acquises avec des sondeurs monofaisceau entre 1990 et 2005 en vert, les données acquises avec des sondeurs multifaisceaux après 2005.

2.2.4 Les campagnes marines côtières complémentaires

Les données bathymétriques de BATAGUE (<https://doi.org/10.17600/10120060>) viennent compléter à la côte les levés du SHOM, elles ont été acquises du 24 novembre au 03 décembre 2008, puis du 24 juin au 06 juillet 2010, au sud de la pointe de la Hague, à l'aide de la V/O Haliotis (Ifremer) et de son sonar interférométrique. Le MNT obtenu couvre une surface de 56 km² (Figure 2. 11) et atteint des profondeurs comprises entre -2 et -45 m (NGF) avec une résolution de 1m (Tableau 2. 1). Le MNT créé est référencé dans le système de projection transverse universelle de Mercator (UTM 30N) et est basé sur le système géodésique mondial WGS84.

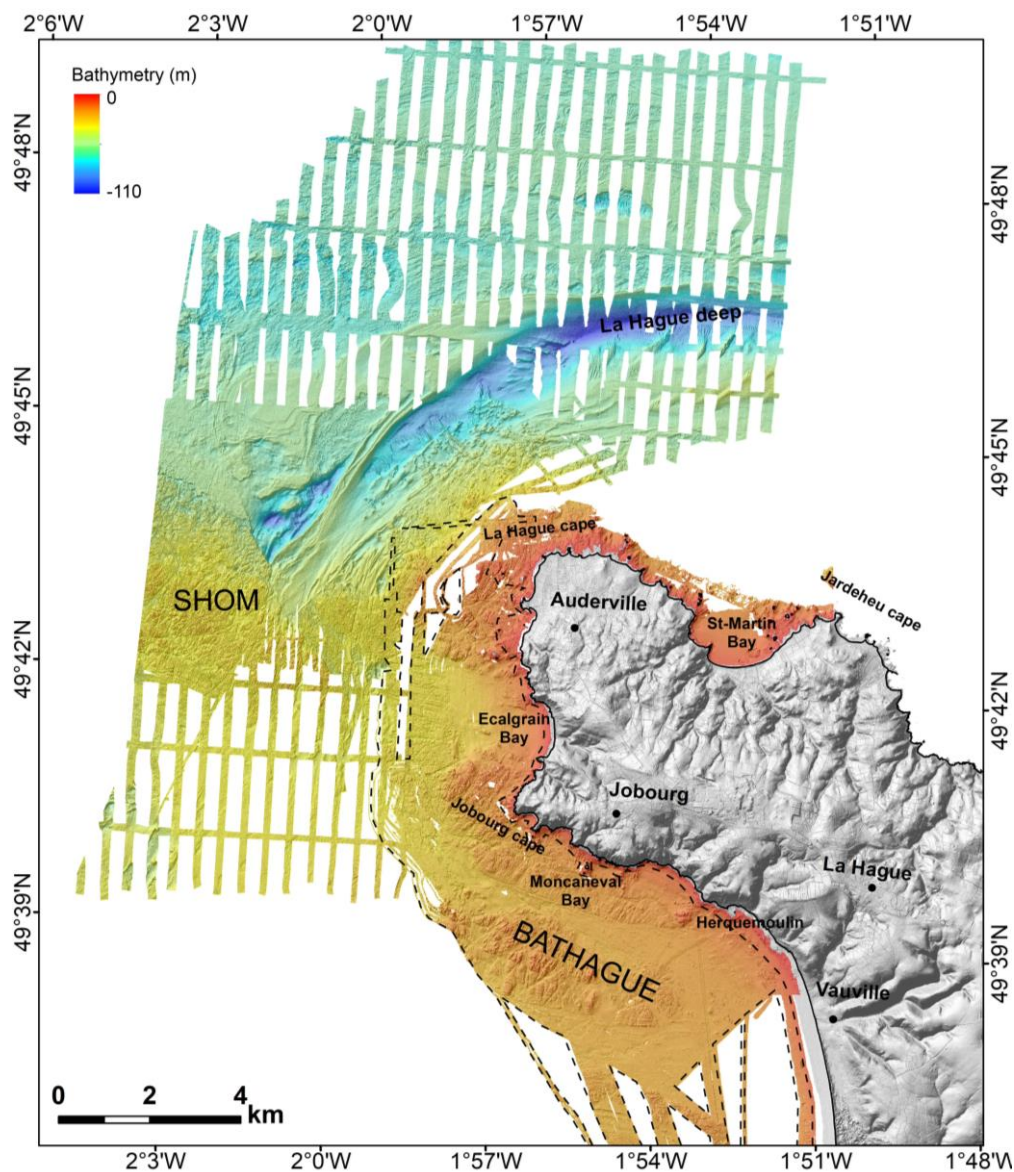


Figure 2. 11 : Emprise des données bathymétriques compilées dans le cadre de l'étude de Furgerot et al., 2019. Les données sont issues d'une compilation des données de la campagne BATAGUE en tireté (Bailly Du Bois, 2008 et 2010) complétées par les données bathymétriques multifaisceaux du SHOM (<https://data.shom.fr/>).

Une première compilation issue de données des levés bathymétriques du SHOM multifaisceaux et des données bathymétriques issues de la campagne côtière BATHAGUE (Bailly Du Bois, 2008 et 2010) ont déjà été compilées dans le cadre d'une étude sédimentologique menée dans le Raz Blanchard (nord-ouest du Cotentin) par Furgerot *et al.*, 2019 (Figure 2. 12).

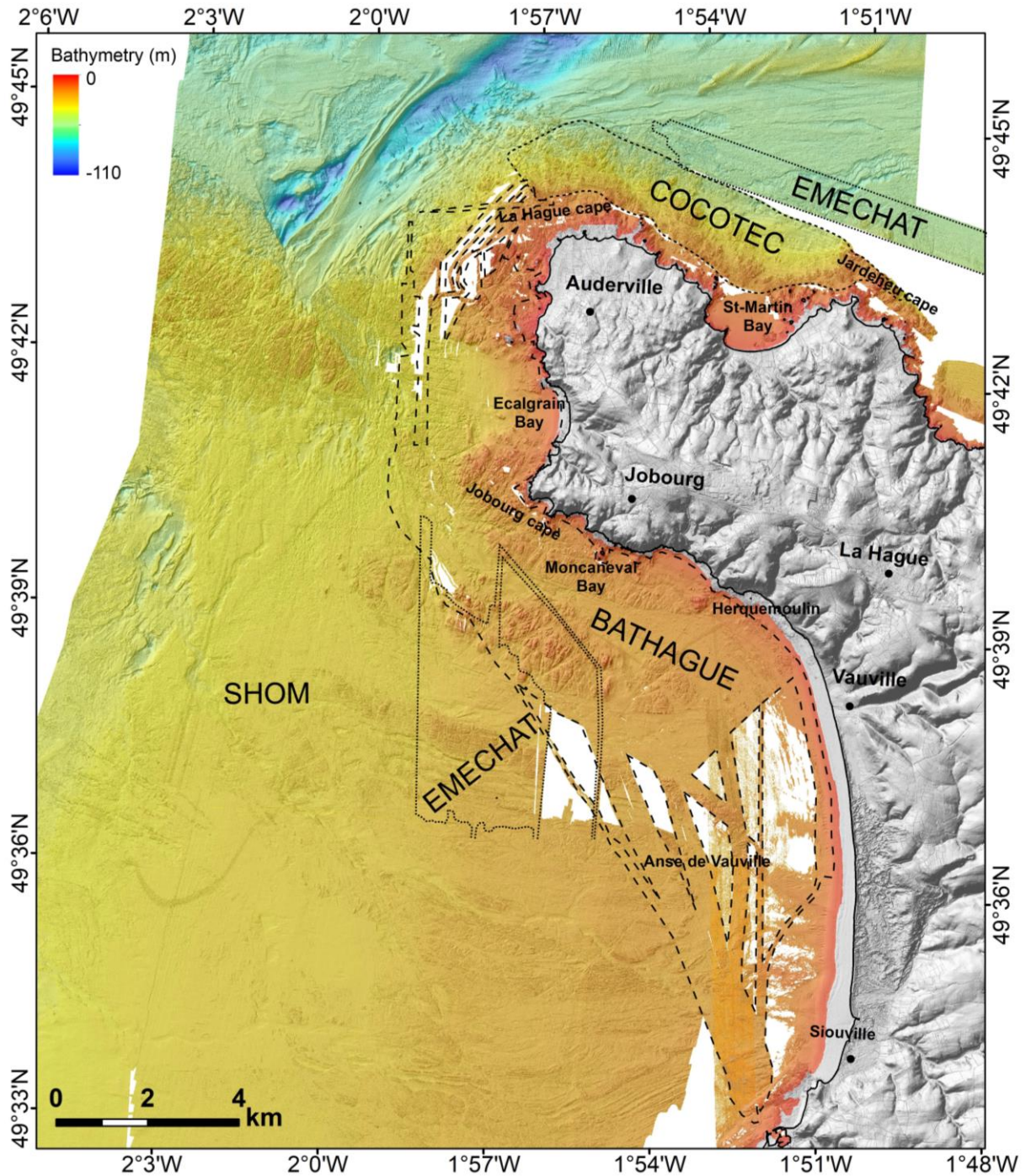


Figure 2. 12 : Localisation des données bathymétriques obtenues lors des nouvelles campagnes utilisées pour compléter les données bathymétriques existantes du SHOM. Campagne BATHAGUE (Bailly du Bois, 2008 et 2010), COCOTEC (Duperret, 2019) et EMECHAT (Graindorge, 2022).

- La campagne COCOTEC (Duperret, 2019) sur la V/O Haliotis, a été réalisée dans le but de compléter la couverture bathymétrique au Nord du Cap de La Hague (Figure 2. 13). L'acquisition bathymétrique a été faite par un sonar interférométrique Geoswath puis traitées avec le logiciel Globe. Une surface d'environ 16 km² a été couverte avec une résolution planimétrique de 1m et atteignant des profondeurs comprises entre -1 et -65 m (NGF) (Tableau 2. 1) (<https://doi.org/10.17600/18000965>).

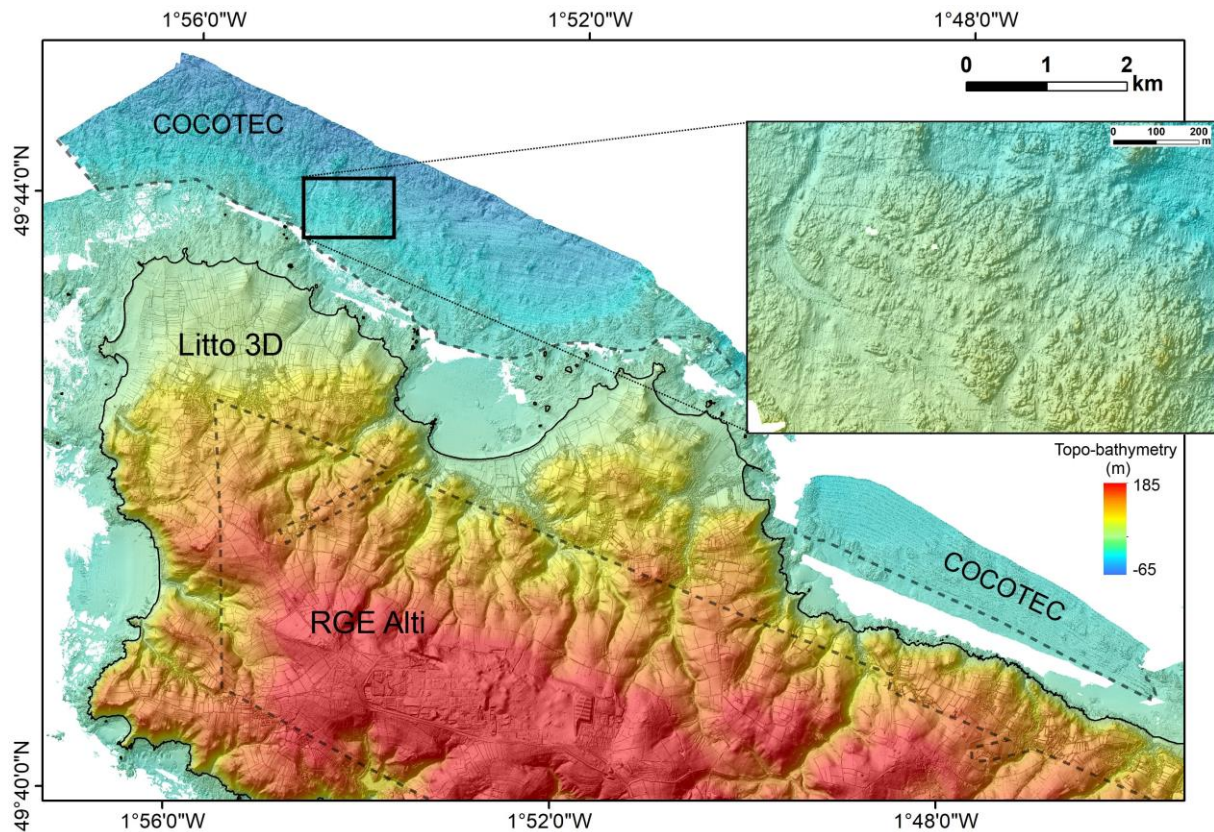


Figure 2. 13 : Complément bathymétrique de la mission COCOTEC (Duperret, 2019) pour la portion nord du cap de La Hague, nord-ouest Cotentin.

- La campagne EMECHAT (Graindorge, 2022) (<https://doi.org/10.17600/18002075>), sur le N/O Côtes de la Manche a permis en plus de la sismique acquise de compléter la couverture bathymétrique au large du cap de la Hague, au sud de Goury et au Nord de la pointe Jardeheu (Figure 2. 12). Le navire est équipé d'un sondeur multifaisceaux EM2040C (SMF) et d'un système de navigation RTK GPS (Real Time Kinematic Global Positioning System) qui permet la correction en temps réel des effets de marée. Les données ont par la suite été traitées avec le logiciel Globe (1.20.8) de l'Ifremer. Un complément bathymétrique de 7.38 km² a été obtenu au nord de la pointe de la Hague et 16 km² au sud, comblant un manque de données bathymétriques initial (Figure 2. 14).

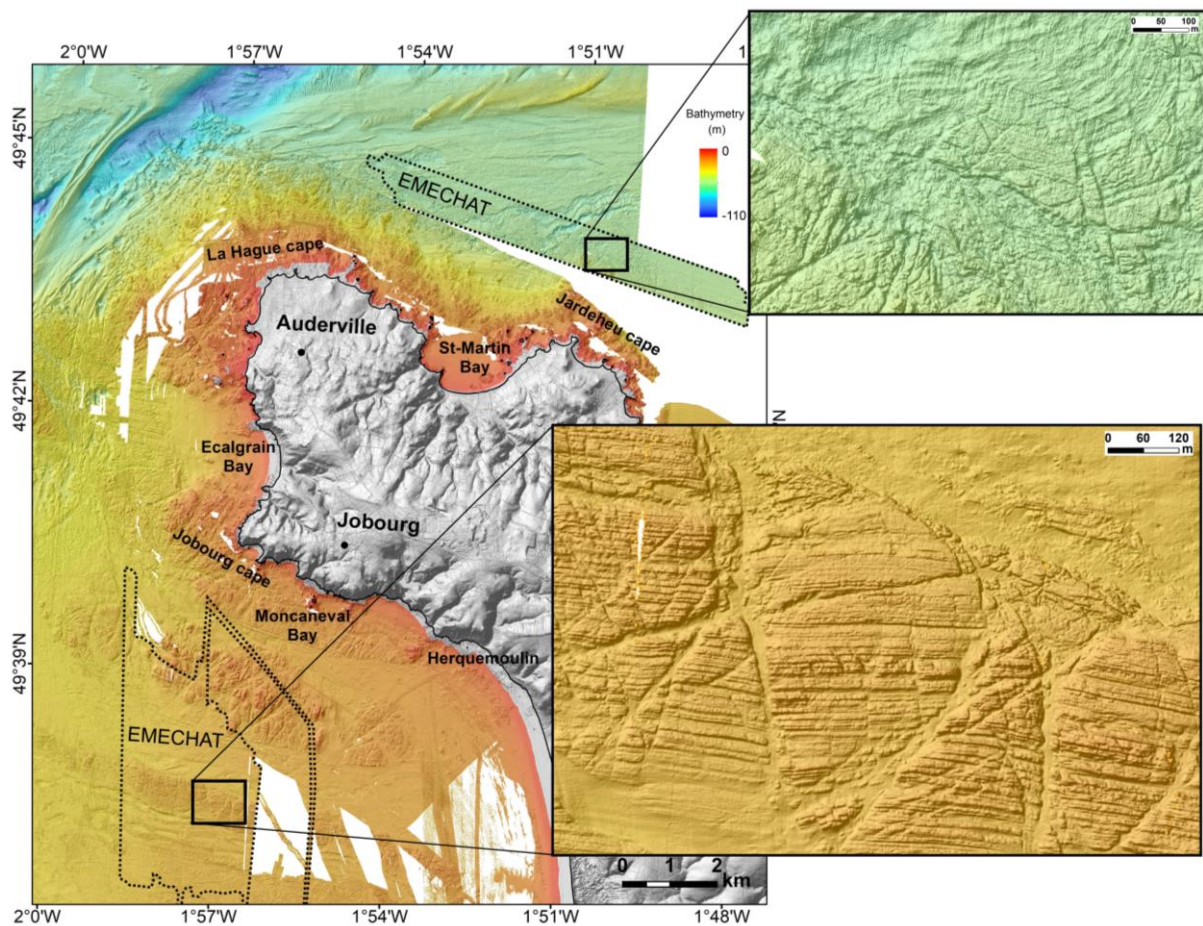


Figure 2. 14 : Données SMF de la campagne EMECHAT réalisée au nord de la baie de Saint-Martin et au Sud du cap de Jobourg (nord-ouest Cotentin). Les encarts en noir (1, 2 et 3) représentent les sites couverts par orthophotographie et le Lidar de haute résolution dans la baie d'Ecalgrain, de Moncaneval et d'Herquemoulin.

- La campagne CHERBOURG (CNAM/Intechmer, 2022), réalisée en octobre 2022 avec Régis Gallon, Yann Méar et Tassadit Kaci, avait pour objectif de réaliser des orthophotographies et des levés LiDAR de haute résolution du platier rocheux du Cap de La Hague sur trois sites de part et d'autre du Nez de Jobourg : Ecalgrain, Moncaneval et Herquemoulin (Figure 2. 15). Le relevé a été effectué à l'aide d'un drone DJI M300 RTK équipé d'un capteur DJI Zenmuse L1 doté d'un module LiDAR, permettant ainsi une production simultanée d'orthophotos et de données LiDAR. Le post-traitement de l'image a été réalisé à l'aide des logiciels de DJI terra pour la visualisation, Cloud Compare pour le traitement des nuages de points LiDAR et ArcGIS pour le traitement des données LiDAR. Les données LiDAR ont permis d'obtenir un Modèle Numérique de Terrain (MNT) avec une précision altimétrique de 5 cm et une précision planimétrique de 10 cm pour les trois sites (Figure 2. 16a). L'orthomosaique produite présente une résolution de 0.5 à 1 cm, bien supérieure

à celle produite par le SHOM et le Réseau d'Observation du Littoral Normand et Picard (ROLNP) (Figure 2. 16b).

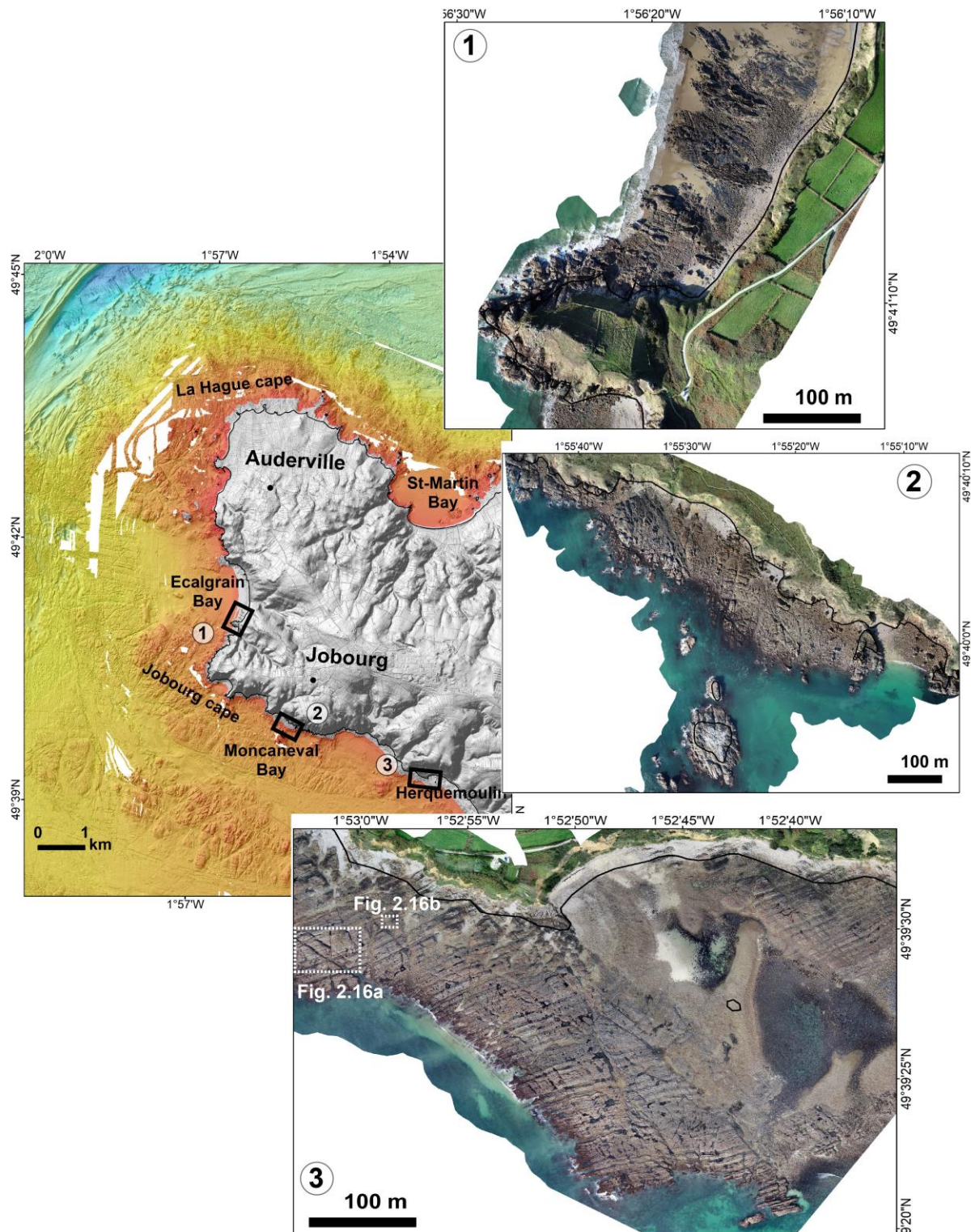


Figure 2. 15 : Sites des relevés de données d'orthophotographie avec une résolution planimétrique de 1 cm et des données LiDAR avec une résolution de 10 cm, acquises lors de la mission CHERBOURG 2022.

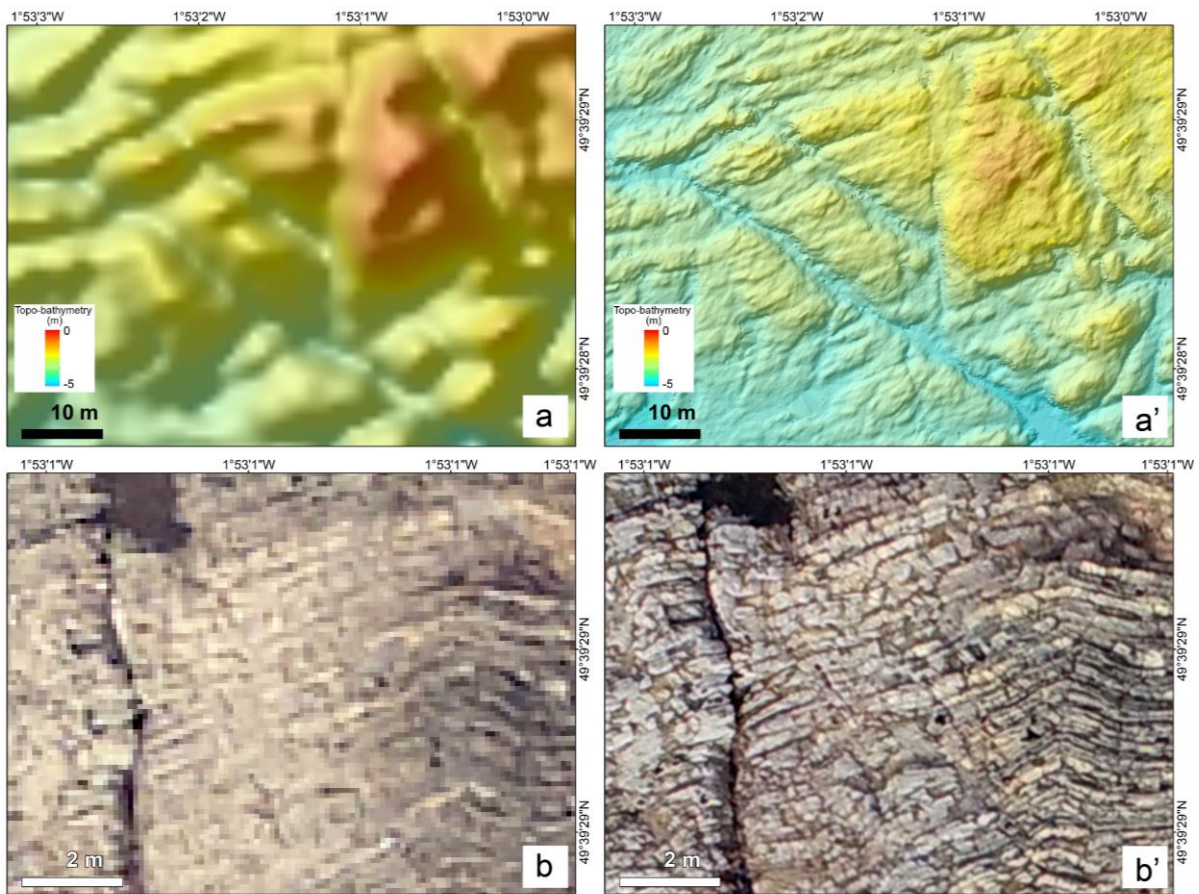


Figure 2. 16 : L'apport des nouvelles données topo-bathymétriques et orthophotographie de la mission CHERBOURG 2022 par rapport aux données du SHOM et ROLNP . (a) donnée Litto 3D avec une résolution planimétrique de 1 m sur le platier de Herquemoulin ; (a') donnée Lidar avec une résolution de 10 cm ; (b) orthophotographie du ROLNP d'une portion de la zone imagée dans la figure 2.12A et (b') orthophotographie acquise par Lidar avec une précision de 1 cm.

2.3 Traitement des données bathymétriques

La réalisation d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) continu à très haute résolution implique la fusion des données altimétriques terrestres et marines. Cependant, ces données proviennent de différentes sources, acquises par différents outils à des résolutions différentes et ont parfois des paramètres géodésiques différents (Tableau 2. 1 et Tableau 2. 2). Il est donc crucial d'homogénéiser et de calibrer géométriquement les données avant la fusion pour garantir un référentiel altimétrique commun au Nivellement Général de la France (NGF). Il est également nécessaire d'homogénéiser les gammes de couleurs, qui dépendent de la gamme d'altitude de chaque source de données. En outre, il convient de prendre en compte certaines situations, telles que le chevauchement des données.

2.3.1 Homogénéisation du référentiel altimétrique

Les données topographiques (BD-Alti 25, RGE-Alti) et les données LITTO 3D sont référencées par rapport au zéro NGF/IGN69, tandis que les données bathymétriques marines issues des campagnes en mer ou de la Base de Données Bathymétriques du SHOM (BDBS) sont basées sur le zéro hydrographique ZH (niveau des plus basses mers) (Tableau 2. 1). Il est donc essentiel d'utiliser le même référentiel altimétrique NGF pour les données terrestres et marines afin d'assurer la cohérence entre ces deux types de données et de créer par la suite le MNT continu.

Le zéro topographique IGN69 (Institut Géographique National 1969), qui correspond au nivellement officiel en France métropolitaine anciennement nommé NGF (Nivellement Général de la France) (Figure 2. 17). Ce niveau moyen de la mer est déterminé par le marégraphe de Marseille, puis transposé au niveau national (IGN69). Ce NGF 0 correspond à la hauteur moyenne de la surface marine mesurée par rapport à un repère vertical lié à la terre indépendamment des effets de la marée, de la houle ou encore des vagues.

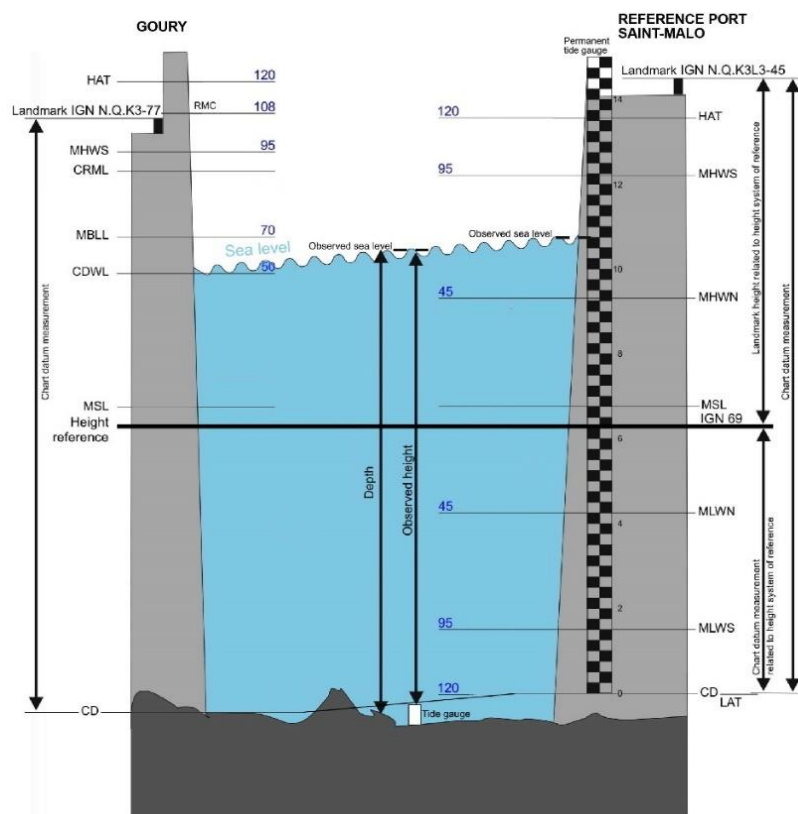


Figure 2. 17 : Schéma récapitulatif des niveaux de marée, d'après le SHOM, modifié. Les élévations de chaque référence altimétrique sont exprimées en mètre. IGN69 : zéro topographique. HAT: Highest Astronomical Tide ; MHWS : Mean High Water Springs ; MHWN : Mean High Water Neaps ; MSL : Mean Sea Level ; MLWN : Mean Low Water Neaps ; MLWS : Mean Low Water Springs ; LAT : Lowest Astronomical Tide ; CD : Chart Datum ; MSM : Mont-Saint-Michel ; RMC : Restored Maritime Character ; CRML : Couesnon Reservoir Maximum Level ; MBLL : Mont Bank Lining Level ; CDWL : Couesnon Dam Weir Level.

Le zéro hydrographique est le référencement utilisé pour les données bathymétriques, défini à proximité des grands ports français. En France, sur les cartes marines, le ZH correspond au niveau théorique des plus basses mers (PBMA). Il varie en fonction de la géographie de la météorologie et de l'hydrodynamisme local (Figure 2. 17).

Cela signifie que pour fusionner correctement des données terrestres et marines, il faut prendre en compte le rapport entre le zéro IGN (identique pour toute la France) et le zéro hydrographique (différent pour chaque port). Ainsi, pour les ports de Cherbourg, Omonville-la-Rogue, Goury, d'Herqueville et Diélette, les écarts entre ZH et IGN69 (ZH/Ref) sont représentés en mètres dans le Tableau 2. 2 (<https://diffusion.shom.fr/>).

Les altitudes et profondeurs de l'ensemble du SIG homogénéisé sont basées sur le référentiel terrestre, c'est-à-dire le zéro IGN69. Cela a nécessité un ajustement des profondeurs initialement basées sur le zéro hydrographique, en ajoutant les valeurs (ZH/Ref) pour chaque port de référence ou secondaire le plus proche pour chaque donnée marine (Tableau 2. 2). Ce processus d'ajustement permet d'harmoniser les niveaux altimétriques entre les données terrestres et marines, garantissant ainsi la cohérence altimétrique dans l'ensemble du modèle numérique de terrain (MNT) créé.

Tableau 2. 2 : Références Altimétriques Maritimes pour les sites de la zone de marée des abords des ports de référence (PR) de Cherbourg et de Saint-Malo et des trois ports secondaires respectivement Omonville-la-Rogue, puis Herqueville et Goury. Cette base de données contient les informations suivantes : le nom du port, le type de port, les coordonnées géographiques, les données relatives au repère fondamental, la cote du zéro hydrographique dans le système altimétrique légal (ZH/Ref) en mètres (<https://diffusion.shom.fr/>).

Nom	Type	Lat.	Long.	PHMA	PMVE	PMME	NM	BMME	BMVE	PBMA	ZH/Ref
Cherbourg (PR)	R	49 39 N	01 38 W	07.15	06.45	05.10	03.87	02.60	01.15	00.33	- 3.285
Omonville-la-Rogue	S	49 43 N	01 50 W	06.93	06.30	05.05	03.77	02.60	01.15	00.27	- 3.257
Saint-Malo (PR)	R	48 38 N	02 02 W	13.59	12.20	09.30	06.78	04.30	01.50	00.01	- 6.289
Goury	S	49 43 N	01 57 W	08.83	08.10	06.70	05.06	03.50	01.30	00.13	- 4.827
Herqueville	S	49 39 N	01 53 W	10.90	09.80	07.45	04.51	03.55	01.30	00.20	- 4.871
Diélette	S	49 33 N	01 52 W	10.86	09.75	07.50	05.49	03.55	01.30	00.17	- 4.912

2.3.2 Construction d'une mosaïque

L'ensemble de nos données a été intégré dans le logiciel ArcGIS après avoir subi l'étape d'homogénéisation des référentiels (tous en zéro IGN69) et ont été reprojétés dans le même système de projection (Lambert 93). Il s'agit ensuite de fusionner les jeux de données à différentes

résolutions (Figure 2. 18) pour former un seul raster MNT. L'outil "mosaïque" dans ArcGIS est conçu pour gérer des données présentant des résolutions différentes.

Cependant, certaines zones peuvent être couvertes par plusieurs jeux de données à résolutions différentes. Dans ce cas, il est nécessaire de sélectionner le raster le plus précis en appliquant la méthode des "premiers" dans le module de mosaïque (Figure 2. 18). Cette méthode privilégie la conservation des pixels de la couche supérieure possédant la meilleure résolution. Il est donc important de placer la couche possédant la meilleure résolution en position la plus haute (Figure 2. 18).

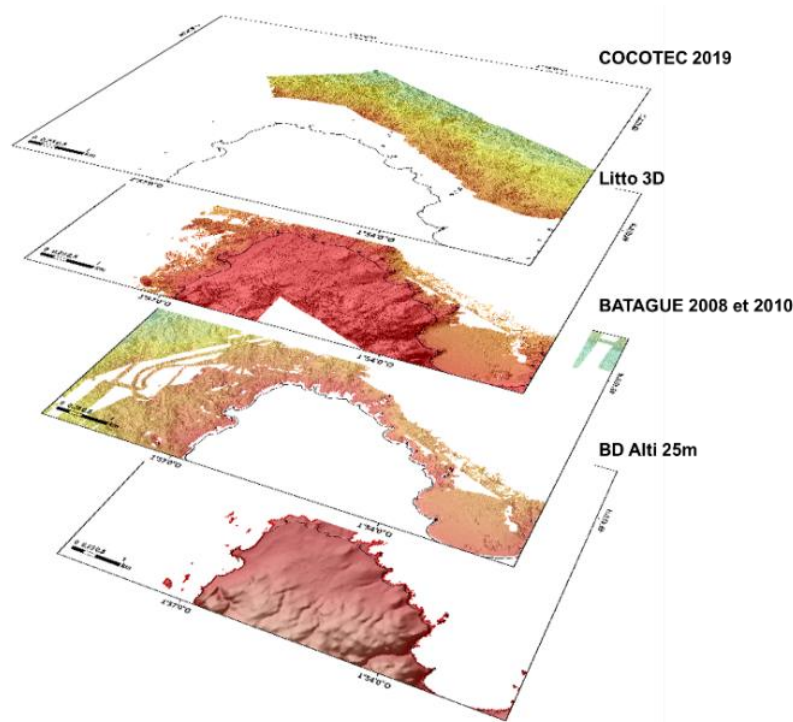


Figure 2. 18 : Superposition du jeu de données selon la méthode des premiers.

L'outil "mosaïque" permet également d'homogénéiser les valeurs d'élévation des différentes sources de données (Figure 2. 19). Dans notre cas, les données terrestres ont des altitudes qui varient entre 0 et 180 mètres, tandis que les données bathymétriques sont comprises entre 0 et -110 mètres. Cela permet d'obtenir une échelle unique pour l'ensemble de la zone entre -110 et 180 mètres, que nous pourrions par la suite faire varier en fonction des zones et des structures géologiques que nous voulons mettre en évidence.

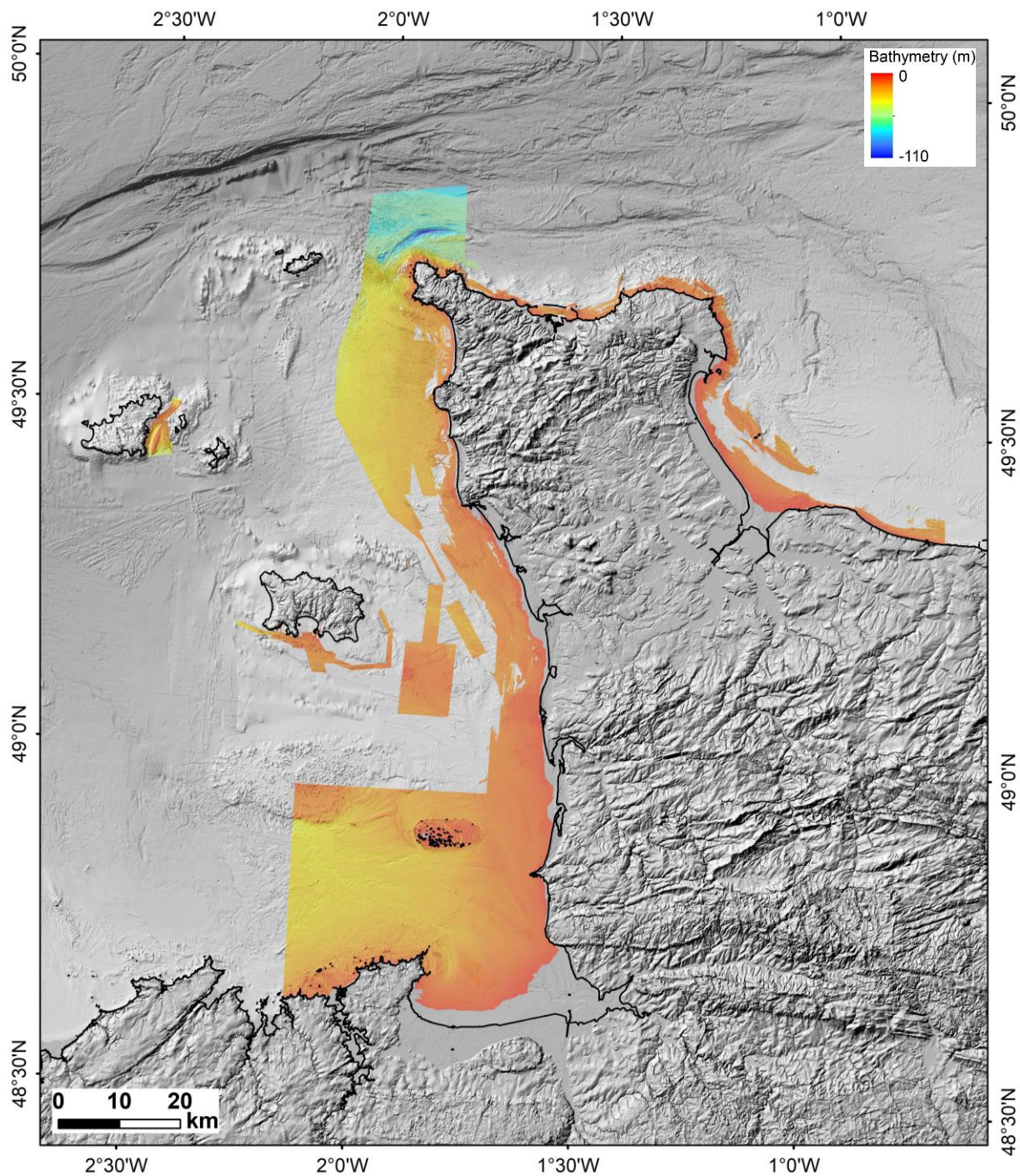


Figure 2. 19 : Mosaïque de l'ensemble des données bathymétriques traitées issues des différentes sources (SHOM, campagne BATAGUE (Bailly Du Bois, 2008 et 2010), COCOTEC (Duperret, 2019) et EMECHAT (Graindorge, 2022)).

2.3.3 Analyse par effet d'ombrage (Hillshade)

Le modèle numérique de terrain peut être traité afin de mettre en évidence les différentes unités géomorphologiques et le réseau de fracturation en accentuant localement les contrastes. Une méthode simple consiste à appliquer des ombrages sous les logiciels ArcGIS et QGIS. Ce traitement

consiste à appliquer une source d'illumination hypothétique avec une direction (azimut) et une élévation (angle d'élévation) spécifiques (Figure 2. 20). Le résultat est remarquable lorsque la source lumineuse est positionnée perpendiculairement à la structure que l'on souhaite mettre en valeur. Un facteur d'échelle Z (appelé exagération verticale) est utilisé pour accentuer les reliefs des surfaces présentant de faibles topographies.

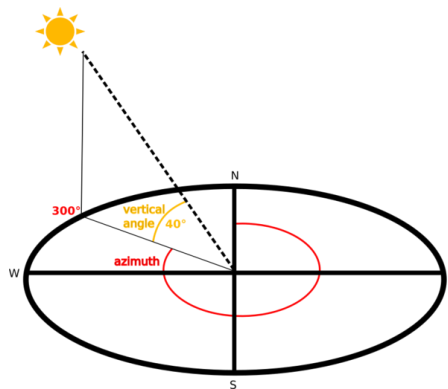


Figure 2. 20 : L'effet d'ombrage nécessite de spécifier la direction de la source de la lumière (azimut) et la hauteur de la source (l'angle d'altitude) (source : <https://docs.qgis.org/>) .

Dans cette étude, deux angles d'azimut principaux ont été utilisés : 45° et 315° , avec un angle d'élévation fixé à 45° pour la source lumineuse. Ces valeurs ont déjà été appliquées dans une étude antérieure sur la partie ouest du Domaine Sud-Armoricain (région de Penmarc'h) (Raimbault, 2017). De plus, une exagération verticale de 10 a été appliquée.

Le résultat obtenu est un raster dans lequel chaque pixel est associé à une ou plusieurs valeurs décrivant les caractéristiques de l'espace, représentées par des nuances de gris allant de 0 à 255. Pour créer la carte finale, le Modèle Numérique de Terrain (MNT) peut être positionné en dessous du raster d'ombrage, qui est rendu transparent (Figure 2. 21).

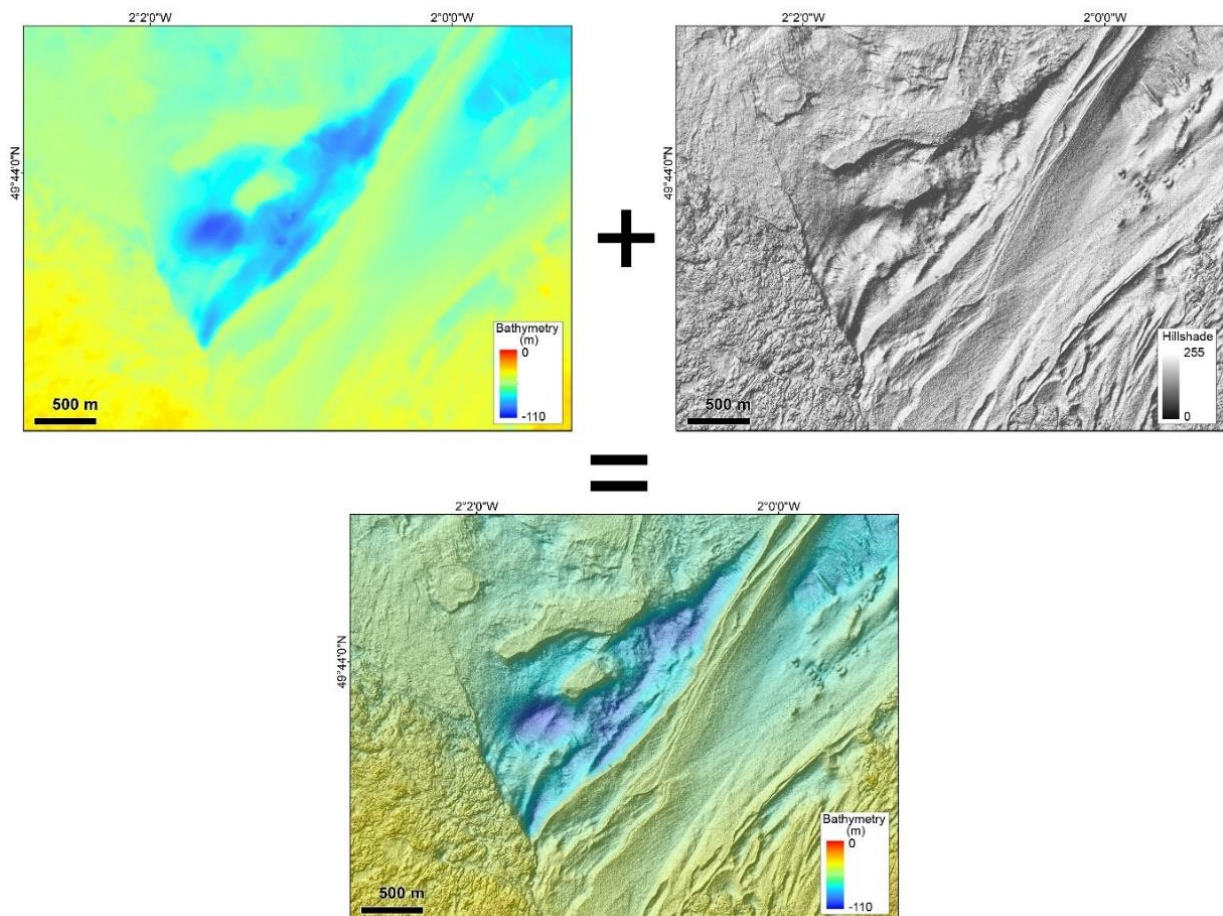


Figure 2. 21 : Création du MNT avec ombrage à un azimuth de 315° et une exagération verticale de 10 de la fosse de La Hague, à l'ouest de la baie d'Ecalgrain.

2.3.4 Analyse de pente

Des cartes de pente ont été calculées à partir du Modèle Numérique de Terrain (MNT) dans QGIS. Ce traitement met en évidence les contrastes topographiques. La pente mesure l'angle d'inclinaison du terrain par rapport à l'horizontale, ce qui représente la variation d'altitude entre des cellules voisines en degrés (°) (Figure 2. 22) ou en pourcentage (%).

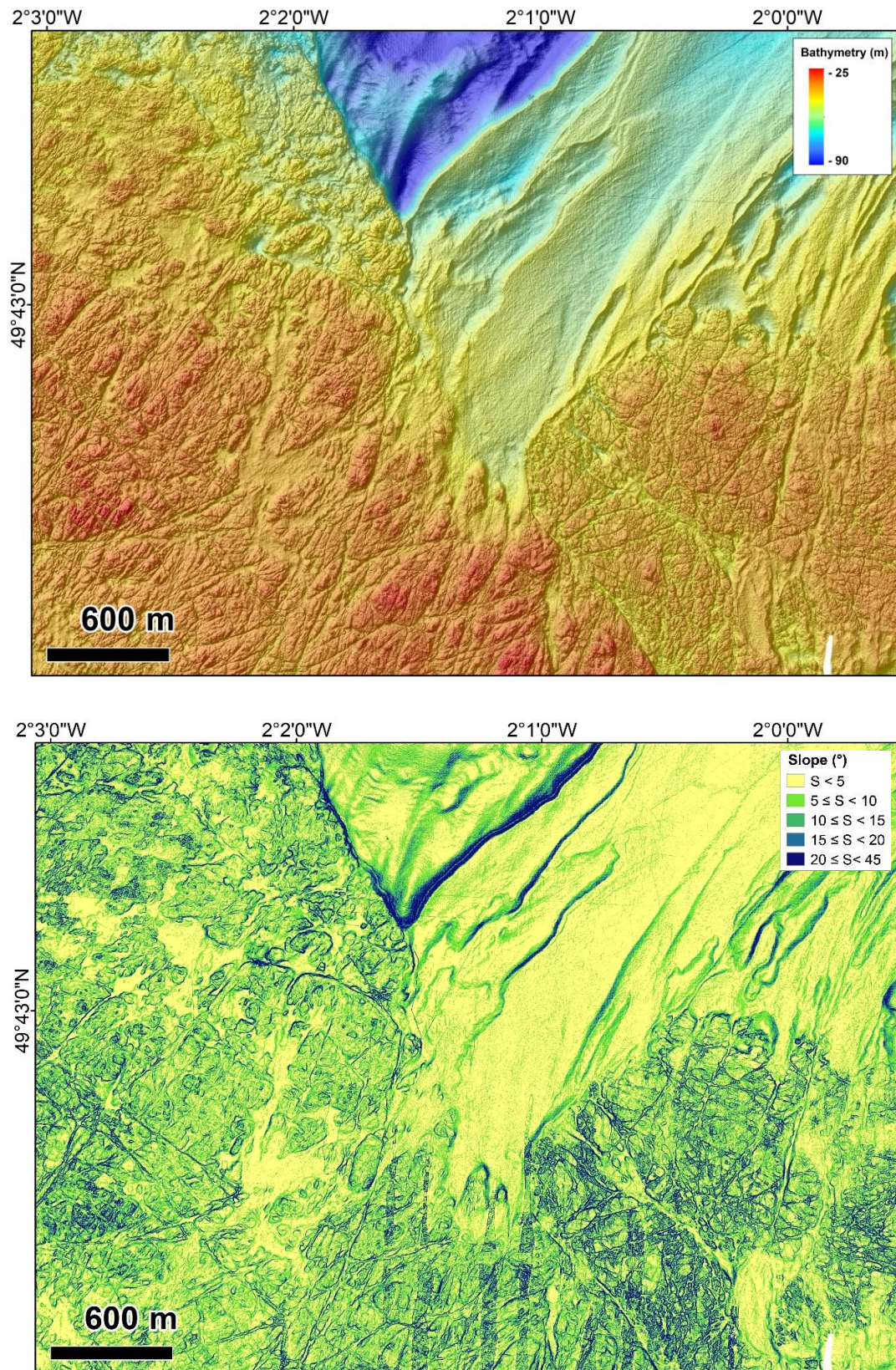


Figure 2. 22 : Extrait de la carte de pente calculée à partir du MNT couvrant la partie offshore du Cap de La Hague. Les valeurs de fortes pentes sur la carte soulignent entre autres les réseaux de fractures.

La méthode utilisée par QGIS pour calculer la pente est la méthode proposée par Horn (1981). C'est une méthode adaptée aux terrains accidentés et rugueux. La pente est calculée en prenant en compte la différence d'altitude maximale et la distance horizontale entre les valeurs d'un pixel central par rapport à ses huit pixels voisins (voisins diagonaux inclus). L'outil « Pente » produit une carte de pente en degrés mesurant l'angle d'inclinaison. Cependant, on peut également produire une carte de pente en pourcentage d'élévation, qui représente la hauteur calculée divisée par la distance parcourue, multipliée par 100 (Figure 2. 23).

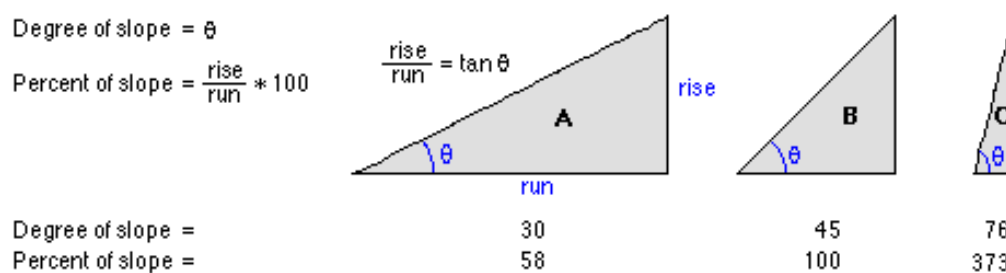


Figure 2. 23 : Calcul de valeur de pente en degrés et en pourcentages (<https://pro.arcgis.com/fr/>).

2.3.5 La rugosité du terrain

La rugosité est un paramètre utilisé pour caractériser les irrégularités du terrain, c'est-à-dire la variation de l'élévation, en complément des calculs de pente (Figure 2. 24). La rugosité du terrain est le résultat de divers processus sédimentaires et tectoniques. Plusieurs méthodes de mesure de la rugosité à partir d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) existent, parmi lesquelles l'Indice de Rugosité TRI (Texture Roughness Index).

L'Indice de Rugosité TRI mesure la différence d'altitude entre une cellule centrale et ses huit cellules voisines. Ces écarts d'altitude sont ensuite élevés au carré et moyennés. La racine carrée de cette moyenne représente la valeur du TRI pour la cellule centrale, exprimée en mètres. Ce calcul est répété pour chaque cellule du MNT (Riley et al., 1999).

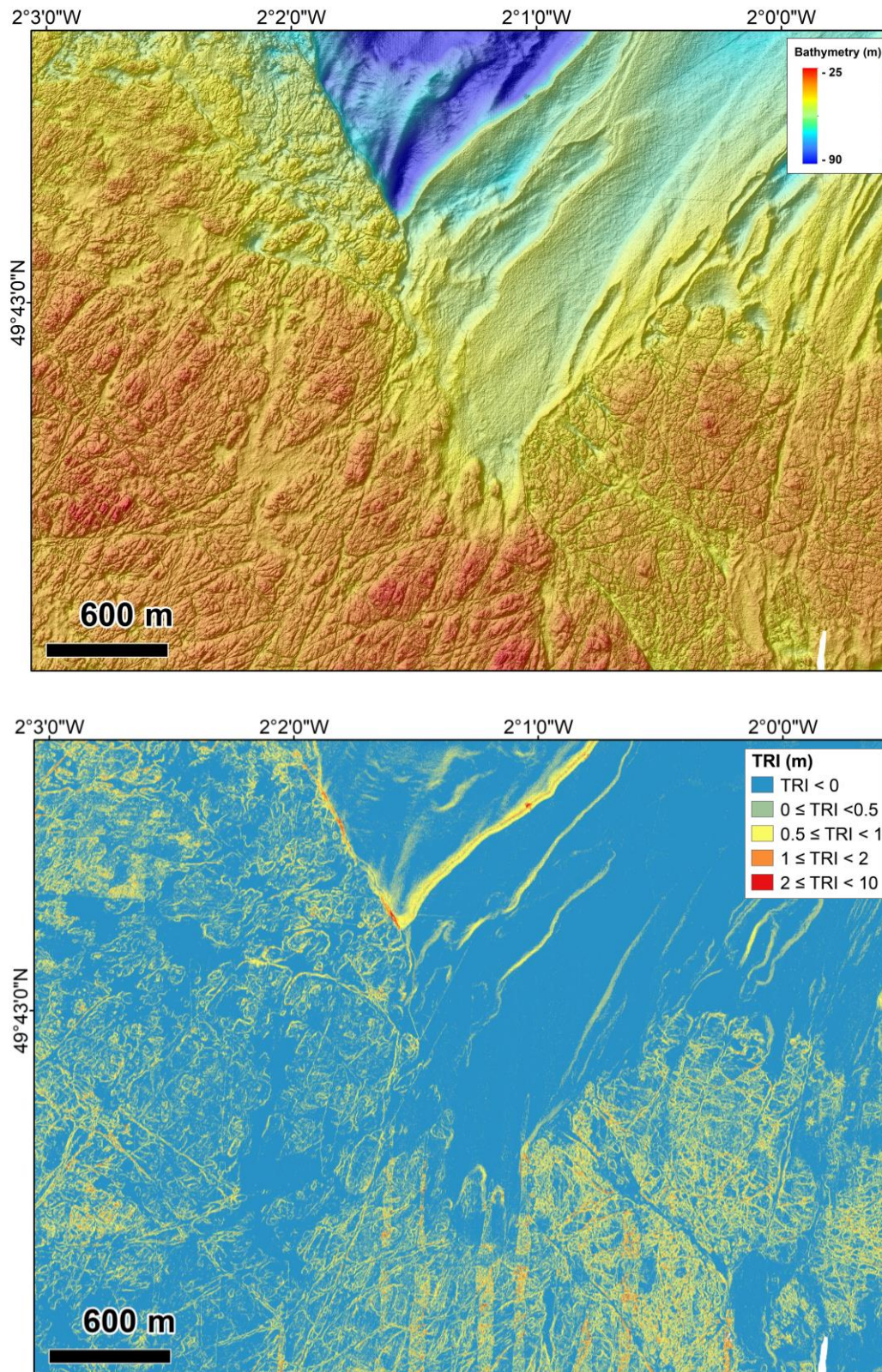


Figure 2. 24 : La carte de l'indice de rugosité (TRI) extraite du MNT est complémentaire à la carte de pente. Elle met également en évidence le réseau de fractures tout en révélant les variations de rugosité du terrain, avec un indice de rugosité élevé attribué aux zones présentant une importante fracturation.

2.3.6 La réflectivité

Les données de réflectivité sont issues de la base de données de la BDBS (Base de Données Bathymétriques du SHOM). Elles ont été acquises conjointement avec les données bathymétriques de 2013 du Cotentin, avec une résolution planimétrique de 2 m (Figure 2. 25).

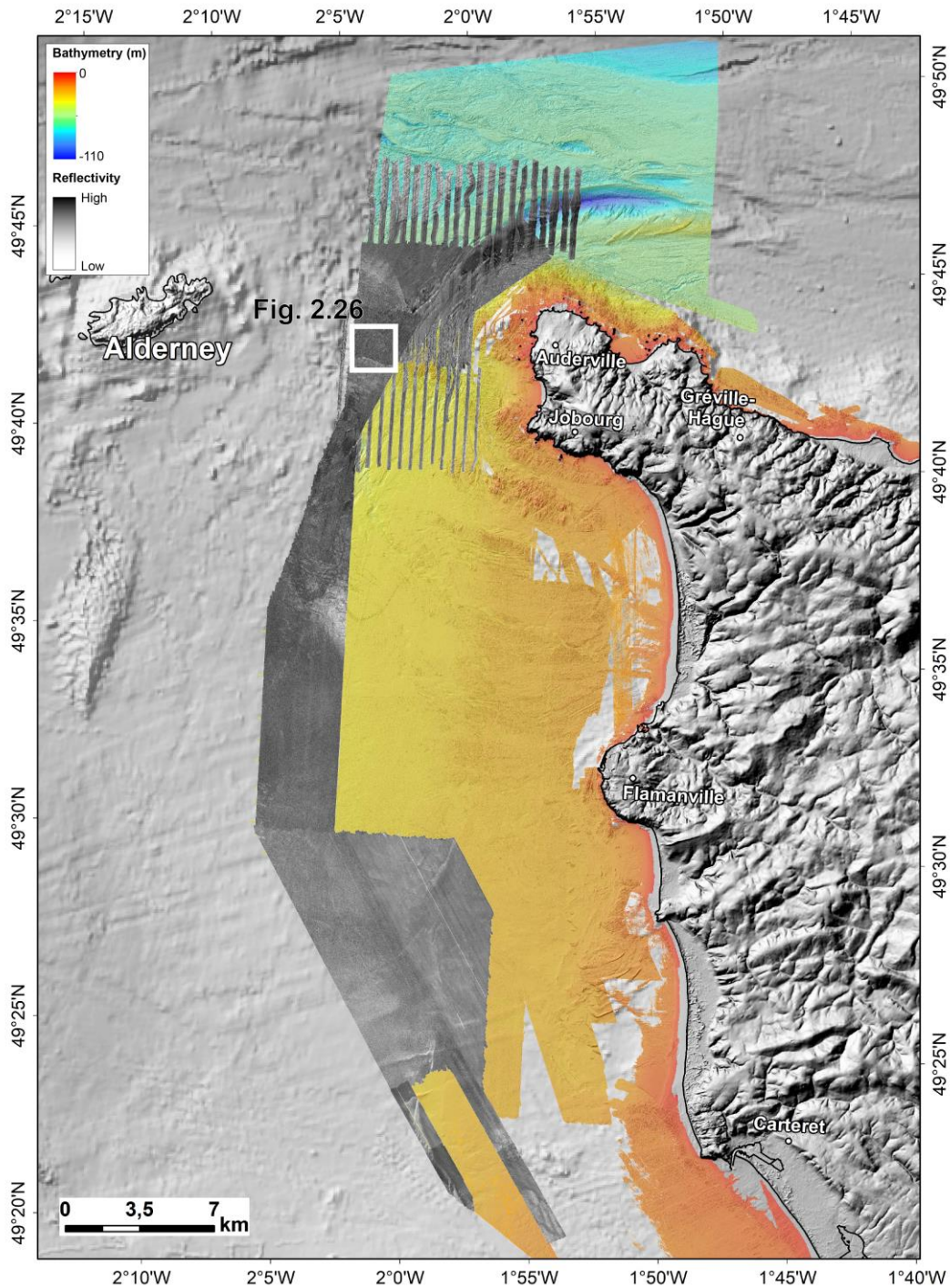


Figure 2. 25 : Étendue des données de réflectivité du SHOM représentée en nuances de gris superposées sur le MNT de l'ensemble des données bathymétriques compilées dans le cadre de cette thèse. Le cadre blanc est un zoom sur une portion du substrat représentée dans la figure suivante (Figure 2.26).

Chapitre II Matériels et Méthodes

Lorsqu'une onde atteint le fond marin, une partie est absorbée par le substrat tandis que la partie rétrodiffusée peut être captée par le sondeur pour estimer la réflectivité acoustique. En général, une réflectivité élevée traduit des substrats plus durs (Figure 2. 26a). La réflectivité est généralement enregistrée sous forme de valeurs numériques sans unité, car elle représente l'intensité du signal réfléchi par le fond marin par rapport à l'intensité du signal émis par le sondeur. Il s'agit d'un rapport sans dimension.

Les cartes de réflectivité sont importées dans le logiciel ArcGIS for Desktop (©ESRI) et viennent compléter les cartes de pente et d'indice de rugosité. Les cartes de réflectivité sont converties en échelle de couleurs (niveaux de gris), où les zones sombres indiquent une forte réflectivité, correspondant à un indice de rugosité important et des valeurs de pente élevées. Les zones claires, quant à elles, représentent les zones de faible réflectivité (Figure 2. 26).

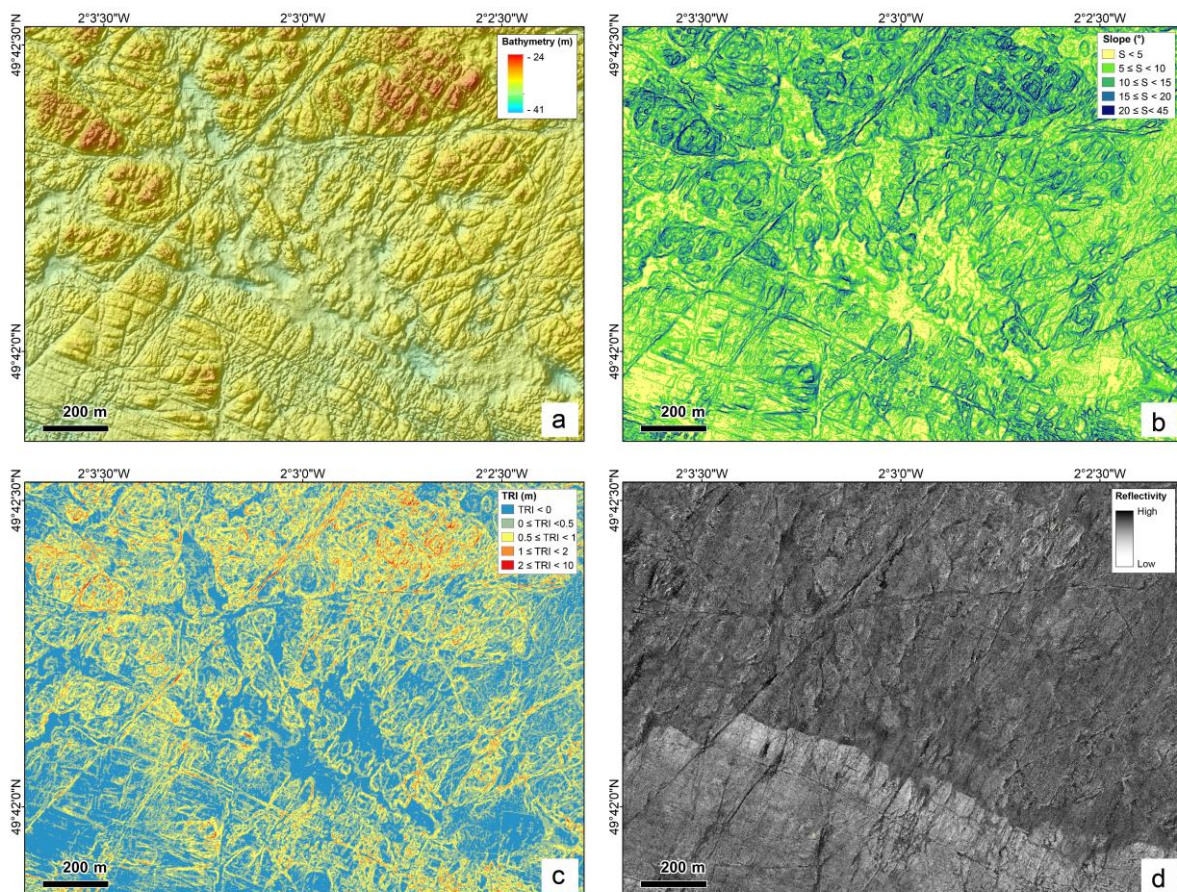


Figure 2. 26 : pour le zoom de la figure 2.25, comparaison des données bathymétrie ombrée (a), de pente (b), d'indice de rugosité (c) avec les données de réflectivité (d).

3. Données de sismique réflexion marine

3.1 Principe de l'acquisition sismique

La prospection par sismique réflexion marine est utilisée pour déterminer la géométrie en profondeur des unités géologiques en utilisant la réflexion des ondes acoustiques. La méthode implique donc l'émission d'ondes acoustiques dans la tranche d'eau à partir d'une source. Les ondes se propagent dans la tranche d'eau puis vont se réfléchir sur l'interface eau-sédiment puis sur les différentes interfaces sous le fond associées à des changements d'impédance acoustique. A chaque passage d'interface une partie de l'énergie est réfléchi et une partie de l'énergie est transmise selon le principe de Snell-Descartes. Le signal s'atténue donc progressivement limitant la pénétration du dispositif. Les ondes réfléchies sont enregistrées en surface par un dispositif appelé flote ou « streamer », qui convertit les signaux réfléchis en signaux électriques (Figure 2. 27). Cela permet d'obtenir après divers traitements des signaux, une imagerie des différentes unités du sous-sol selon un plan vertical : les profils sismiques.

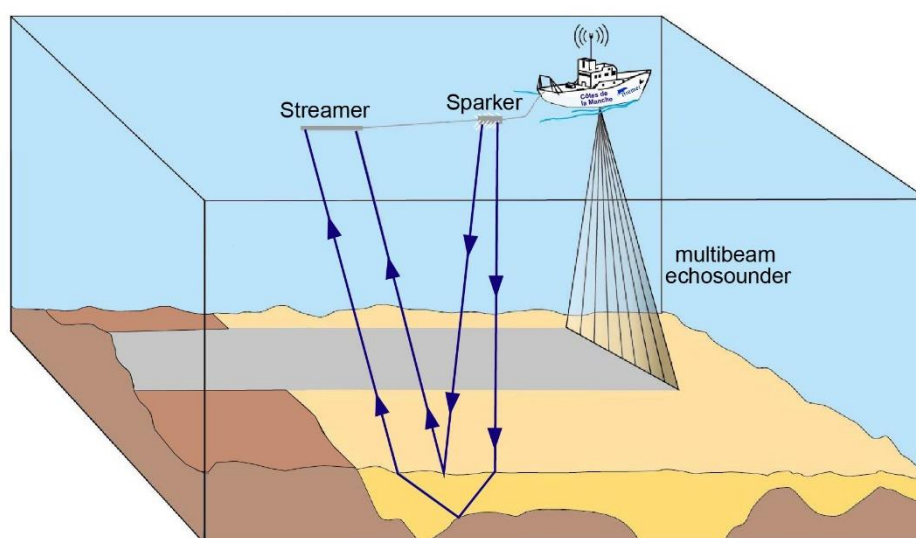


Figure 2. 27 : Méthode de prospection géophysique utilisées durant les campagnes de sismique réflexion. (<https://data.ifremer.fr/>).

3.2 Les campagnes de sismique réflexion de l'Ouest Cotentin

Plusieurs campagnes sismiques sparker monotraces se sont succédées au cours des 25 dernières années dans le Golfe Normand-Breton (BaseEcrehou, GéoEcrehou, Stockline2). La campagne BaseEcrehou de 1995 a permis l'acquisition de profils de très bonne qualité, mais relativement peu exploités. La mission GéoEcrehou de 2008, quant à elle, a permis l'acquisition de nouveaux profils essentiellement situés dans le chenal de la Chaussée des Boeufs, juste au Sud du bassin des

Ecrehous (Estournes, 2011). Elles ont eu entre autres pour objectif de cartographier les limites et les formations sédimentaires du bassin tertiaire des Ecrehou, notamment dans la région située entre la baie de Saint Brieuc et la côte Ouest-Cotentin (Figure 2. 27). Enfin, la dernière mission, Stockline2, réalisée en 2020, a été en partie exploitée dans le cadre d'un master 2 à Brest et s'inscrit davantage dans les travaux de l'Université de Caen (B. Tessier) portant sur l'évaluation des stocks sédimentaires.

3.2.1 BaseEcrehou

La campagne BaseEcrehou s'est déroulée sur une période de huit jours, du 4 août 1995 au 11 août 1995. Elle a principalement ciblé le bassin supposé tertiaire offshore des Ecrehou, situé entre l'île de Jersey et la côte Ouest Cotentin, avec un total de 37 profils couvrant environ 300 km² (Figure 2. 27). Les données ont été acquises à l'aide d'un sparker 300 j et d'une flûte monotrace à bord du navire N/O Thalia (Tableau 2. 3). Les chefs de mission étaient Jean-Paul Auffret (Université de Caen), accompagné de Gilles Lericolais (Ifremer) et Stéphane Baize (Université de Caen). L'objectif principal de la campagne BaseEcrehou était de mieux comprendre les relations entre le bassin Ecrehou offshore et les bassins comparables onshore, dans le cadre du système Manche.

3.2.2 GéoEcrehou

La mission GéoEcrehou a été réalisée sur une période de 13 jours, du 18 mai au 30 mai 2008. Elle s'est déroulée entre la baie de Saint-Brieuc et Saint-Malo, s'étendant jusqu'à l'île de Jersey. Au cours de cette campagne, 84 profils ont été obtenus à bord du navire océanographique Thalia (Figure 2. 27), en utilisant des outils de sismique réflexion monotrace THR (Tableau 2. 3). David Menier (Laboratoire Géosciences Océan, Université de Bretagne Sud) était le chef de mission accompagné de Guilhem Estournes. Cette campagne était liée au programme international E020404 « Geomorphological Summary » d'Ifremer, qui visait à cartographier les formations sédimentaires cénozoïques dans le golfe Normand-Breton.

3.2.3 Stockline2

La campagne Stockline2 est une suite de la campagne Stockline1 qui s'est déroulée en juin 2019. Elle a été réalisée du 13 au 19 novembre 2020 à bord du N/O Antea sous la direction de Bernadette Tessier (Université de Caen Normandie) (Tableau 2. 3). Cette mission avait pour objectif d'identifier les sédiments meubles sur le bâti complexe et stable de l'Ouest Cotentin afin d'évaluer les stocks sableux. Au cours de cette campagne, 90 profils sismiques ont été enregistrés le long de

la côte Ouest Cotentin entre Granville et Flamanville, en utilisant un sparker monotrace (Figure 2.27).

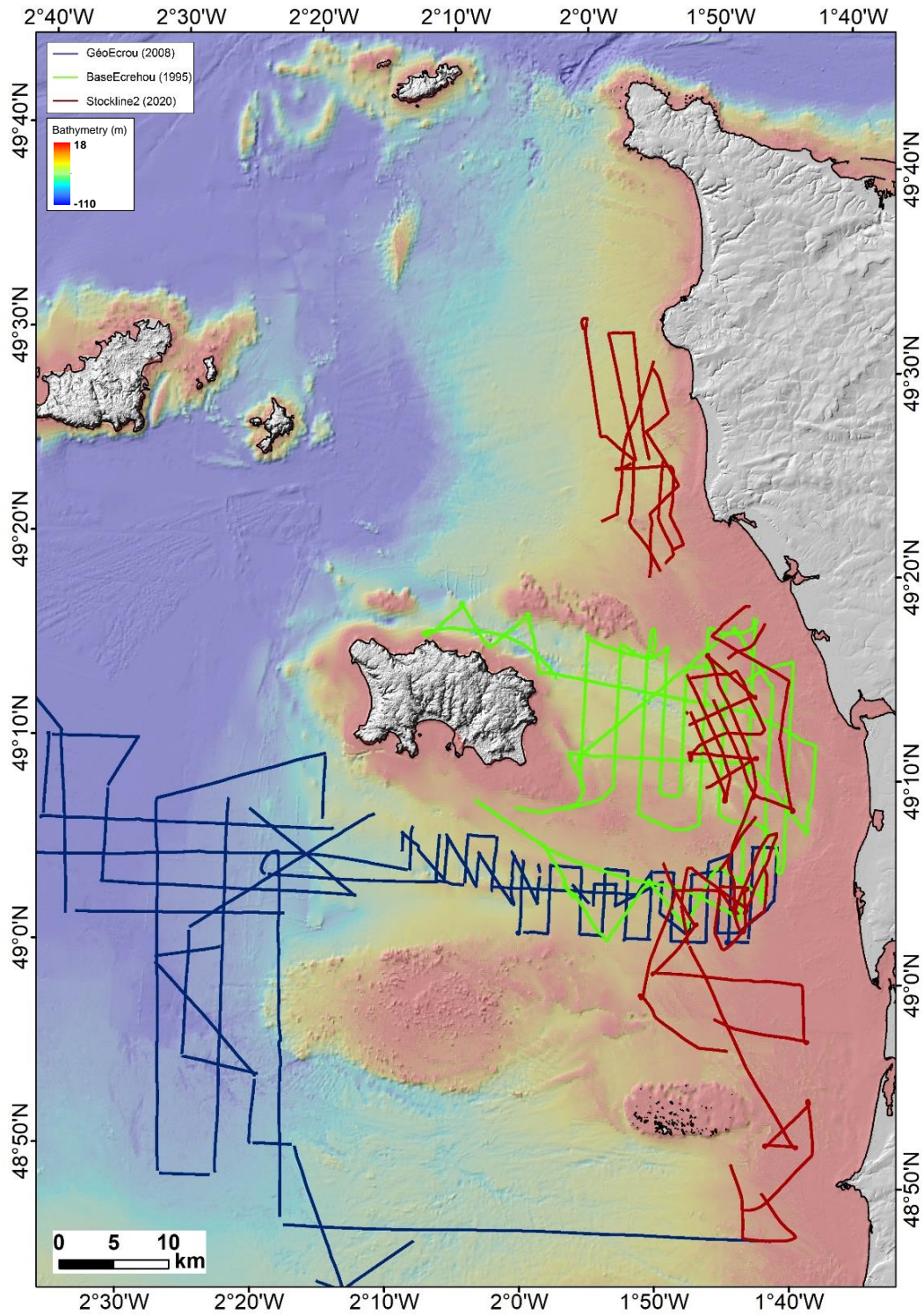


Figure 2. 28 : Plan de position des profils sismiques acquis pendant les campagnes avant 2022 dans l'Ouest du Cotentin.

Le financement de cette mission a été assuré par la région Normandie dans le cadre du projet de recherche régional « SELINE » (Sédiments des Littoraux de Normandie). Ce projet a permis la collaboration des différents laboratoires normands spécialisés en géosciences, notamment l'UMR M2C de l'Université de Caen et Rouen, l'UMR LETG-Géophen de Caen, l'UMR LOMC de l'Université du Havre et LUSAC, CNAM-INTECHMER.

Les travaux récents menés dans le cadre d'un stage de master à l'UBO en collaboration avec l'IRSN (Lubert, 2022) a consisté à intégrer aux données plus anciennes des campagnes BaseEcrehou et GeoEcrehou une partie des nouvelles données de la campagne Stockline2 de 2020. L'objectif de cette étude était de mettre en évidence les séquences de remplissage du bassin Cénozoïque offshore des Ecrehou (Ouest Cotentin) et de comprendre leur contrôle tectonique et les éventuelles relations avec la sismicité.

Tableau 2. 3 : Caractéristiques des missions de sismique réflexion haute résolution réalisées dans le Golfe Normand-Breton.

Campagne	Base Ecrehous	Géo Ecrehous	Stockline2	EMECHAT
Date	04/08 au 11/08/1995	18/05 au 30/05/2008	13/10 au 19/10/2020	01/06 au 08/06/2022
Navire	Thalia	Thalia	Antéa	Côtes de la Manche
Chef de mission	Lericolais G.	Menier D & Estournes G.	Tessier B.	Graindorge D.
Nombre de profils	40	85	90	64
Sismique	Sismique réflexion monotrace HR	Sismique réflexion monotrace HR	Sismique réflexion monotrace HR et THR	Sismique réflexion multitrace THR
Source	Sparker	Sparker	Sparker (peigne 50 brins)	Sparker (peigne 100 brins)
Récepteur	Flute monotrace	flûte monotrace	flûte monotrace	Flûte multitrace
Générateur	Impulsions électriques	Impulsions électriques	Impulsions électriques	Impulsions électriques
Cadence de tir	/	0.125 à 1 s	0.5 s	0.3 à 0.5 s
Vitesse navire	/	5 nœuds	4 nœuds	4 à 5 nœuds
Nature source	Onde acoustique	Onde acoustique	Onde acoustique	Onde acoustique
Fréquence D'échantillonnage	1500 - 2000 Hz	500 - 2000 Hz	8000 Hz	10000Hz
Puissance	/	25 - 2000 J	50 J	250 - 750 J
Résolution verticale	Métrique	Métrique	Métrique	Métrique
Pénétration maximale	/	150 ms (2T) = 100 m	250 ms (2T) = 250 m	150 ms (2T) = 100 m

3.3 La campagne EMECHAT

La campagne EMECHAT conduite à bord du N/O Côtes de la Manche fait suite aux campagnes précédentes (BaseEcrehou, GéoEcrehou et Stockline2) réalisées le long de la côte Ouest Cotentin entre Flamanville et Granville (Figure 2. 27). Elle s'est déroulée sur une période de 7 jours, du 1er au 8 juin 2022, au large du Cap de La Hague. L'objectif de cette campagne était de compléter les travaux antérieurs et d'apporter une dimension verticale dans le Nord-Ouest Cotentin non couvert par des données de sismique.

Cette mission s'inscrit dans l'action FACT (Failles Actives France) du consortium RESIF, centré sur la région 8 : Bretagne-Normandie et entre-autres le Cotentin. Ce projet a fédéré divers laboratoires : Geo-Ocean (UBO, Ifremer, CNRS), le LOMC (Université Le Havre Normandie), le CNAM-INTECHMER (LUSAC, Cherbourg) et enfin l'IRSN (Fontenay-aux-Roses).

3.3.1 Instrumentation déployée à bord du N/O Côtes de la Manche

Nous avons utilisé des outils de sismique réflexion à très haute résolution, comprenant une source sparker adaptée pour des faibles tranches d'eau (10 – 100 m) et une flûte multitrace (dite plate-forme). Le sparker, également appelé étinceleur, est une source sismique THR (Très Haute Résolution) basée sur une décharge électrique de haute tension entre deux électrodes assemblées sur un dispositif en "peigne" tracté sous la surface de l'eau (Figure 2. 30). Les peignes utilisés sont principalement des 100 brins. L'alimentation du signal électrique provient d'une unité de puissance formée d'une succession de condensateurs qui se chargent et se déchargent à une cadence de tir variable (Figure 2. 30), qui doit être compatible avec la profondeur que l'on veut imager. Pour des zones de faible profondeur, comme dans notre cas, nous avons choisi une cadence de tir comprise entre 300 et 500 ms et une puissance comprise entre 250 à 750 J (modèle SIG1000/Energos) (Figure 2. 30). Le générateur envoie ainsi un courant électrique haute tension à intervalle régulier (cadence de tir), qui en passant dans les brins du peigne étinceleur permet la production d'arc électrique entre l'anode et la cathode. La vaporisation de l'eau de mer (processus d'ionisation) due à ce courant génère des bulles qui ensuite implosent, créant ainsi une onde acoustique incidente (Edelmann, 1968 ; Cassand et al, 1970). Le récepteur est une flûte (dite plate-forme) THR de 150 mètres de l'UME Geo-Ocean (Ifremer, UBO, CNRS), comprenant 24 traces de 1 mètre et 24 traces de 2 mètres. Cette flûte (streamer) se compose d'un tube synthétique rempli d'huile végétale qui assure une bonne flottaison et atténue les bruits entre les hydrophones. Les hydrophones, qui sont des capteurs piézo-électriques en céramique, convertissent l'onde acoustique réfléchi par les interfaces en signal électrique, qui est préamplifié à la tête de la flûte (Figure 2. 30). L'ensemble du dispositif, source et récepteur, est tracté à l'arrière du bateau et est relié à une station d'acquisition permettant le contrôle de la cadence de tir et la réception du signal. Ce système multi-traces permet d'imager plusieurs fois des mêmes lieux géométriques contrairement au système monotraces. une stratégie de contrôle qualité et de traitement des données sont nécessaires pour caractériser le sous-sol marin jusqu'à une profondeur d'environ 100 mètres sous la surface de l'eau.



Figure 2. 29 : Installation de la flûte THR multi-traces plateau sur le N/O Côtés de la Manche.

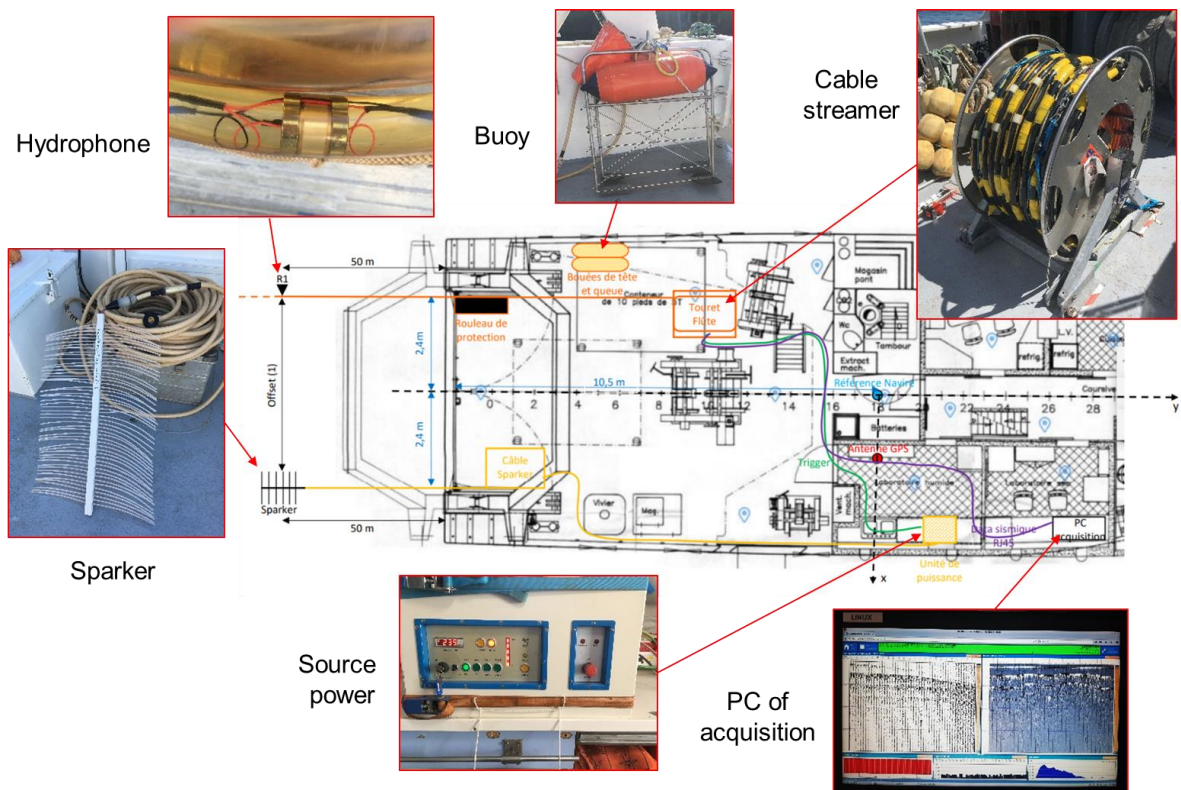


Figure 2. 30 : Système d'acquisition de sismique réflexion HR utilisé sur le N/O Côtés de la Manche pour la mission EMECHAT (2022).

Chapitre II Matériels et Méthodes

La campagne a permis d'acquérir 64 profils sismiques (Figure 2. 31) qui représentent 724 km de SMT (Sismique Multi Traces) plateau 48 traces.

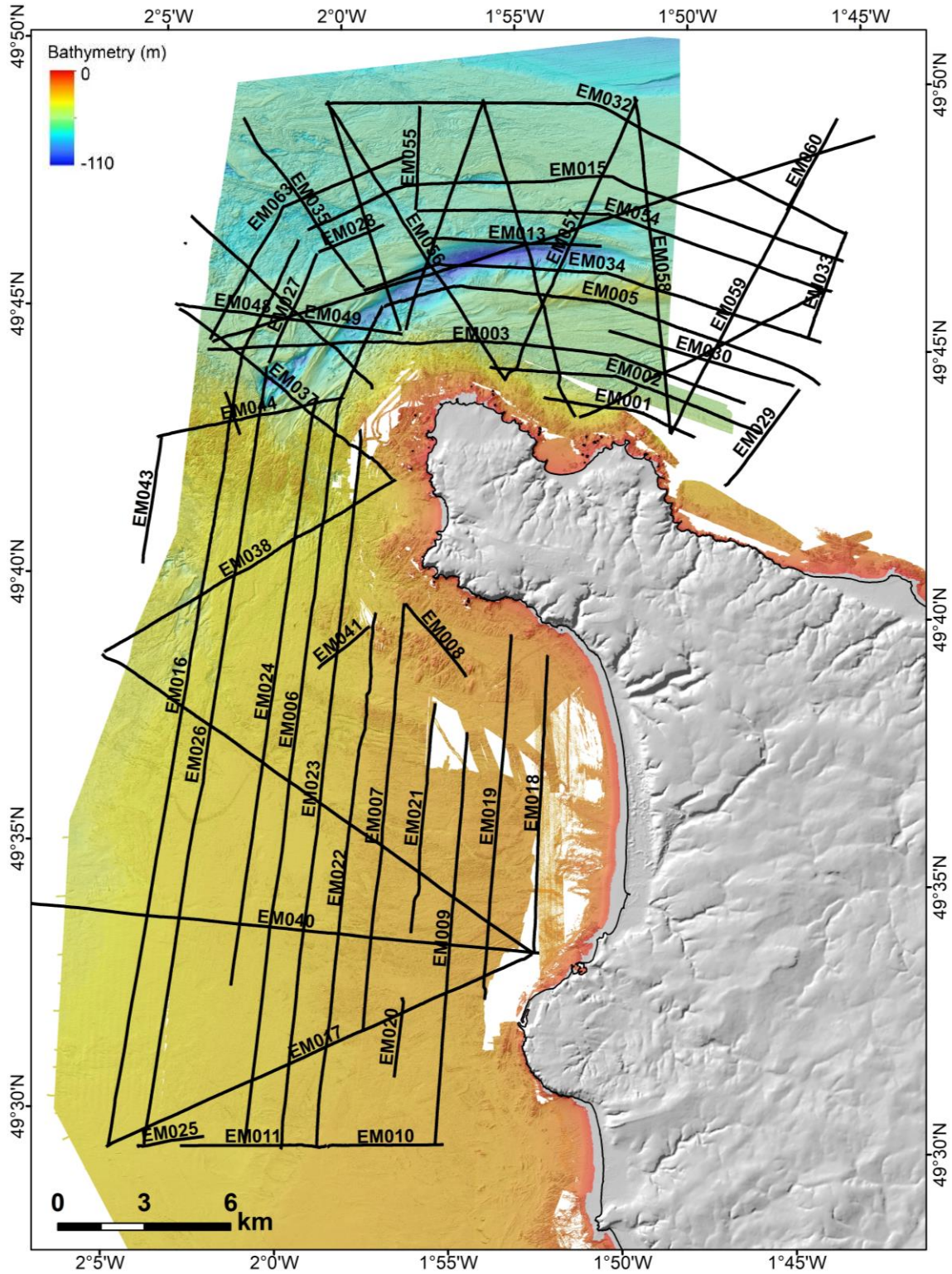


Figure 2. 31 : Plan de position EMECHAT sur fond topo-bathymétrie fusionnée à haute résolution de la pointe de la Hague, NW Cotentin, France. Les lignes sismiques sont représentées en traits noirs épais.

3.4 Traitement des données sismiques EMECHAT

Les données sismiques collectées sont traitées et archivées à l'aide de logiciels spécialisés, tels que Multi-Trace Server (GEO Marine Survey Systems), SolidQC (Ifremer) et Delph Interprétation©. Le traitement des données se déroule en deux étapes, une première séquence réalisée à bord du bateau et une deuxième séquence développée à terre. Lors de cette campagne, l'utilisation de la sismique multitrace permet d'imager plusieurs fois des mêmes lieux géométriques (point miroir ou image ou CMP) sur le fond et donc en profondeur. La couverture correspond au nombre d'enregistrements pour un même point miroir. Elle dépend du nombre de traces, de la distance entre traces et de la distance entre tirs et donc de la géométrie de l'acquisition (Figure 2. 32). Plus cette couverture est importante, plus la sommation des traces redondantes pourra permettre d'augmenter le rapport signal sur bruit (Canva, 2019).

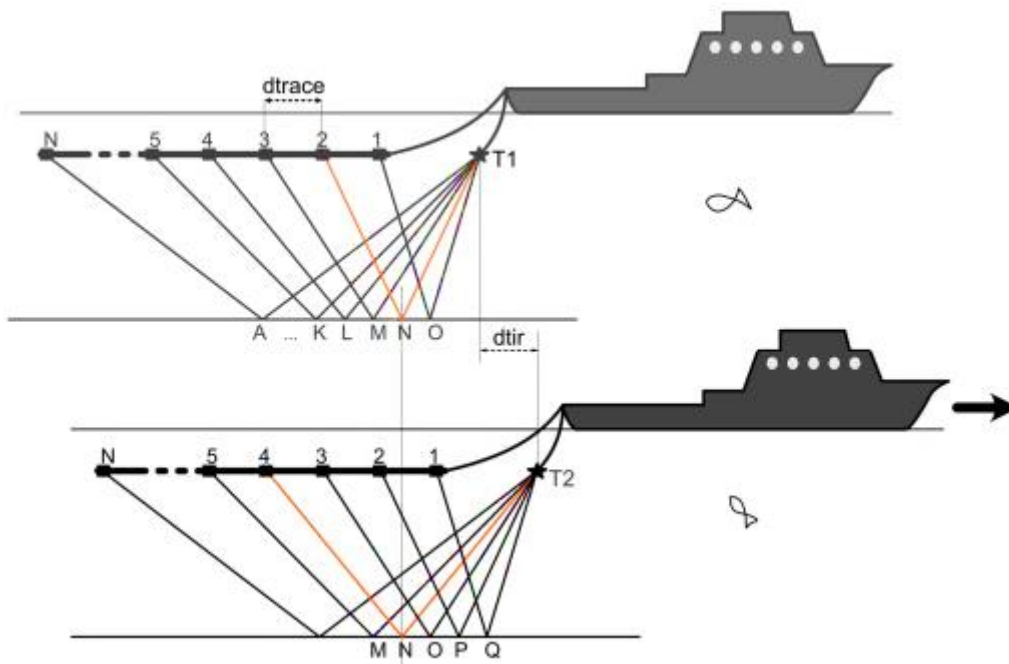


Figure 2. 32 : Illustration du principe de la couverture multiple avec une flûte à N traces espacées d'une distance d_{trace} et un milieu éclairé par deux tirs, $T1$ et $T2$, espacés d'une distance d_{tir} . Une trace sismique sera enregistrée au même point miroir par plusieurs tirs si d_{trace} est un multiple pair de d_{tir} . Dans cet exemple, une trace sismique est enregistrée au point miroir N au tir $T1$ (source-récepteur 2) et au tir $T2$ (source-récepteur 4) réalisée par A . (Canva, 2019) (these).

3.4.1 Séquence de traitement de bord

Les étapes de traitement réalisées à bord permettent de valider et de contrôler la qualité des données acquises. Pour la sismique SMT plateau THR 48 traces, ces traitements ont été réalisés sur Matlab en utilisant différents codes développés par Ifremer (Dupont, 2019). Les différentes étapes de pré-traitement sont les suivantes :

- 1) Intégrité des fichiers : contrôle de l'ordre des traces, de leur nombre pour chaque point de tir dans les fichiers SEG-Y pour s'assurer qu'il ne manque aucun enregistrement. Vérification de la présence des positions.
- 2) Visualisation d'une monotrace (au choix parmi les 48) avec tous les tirs pour une ou plusieurs traces pour s'assurer de l'intégrité du profil.
- 3) Contrôle de la géométrie (positions relatives source et récepteurs) / Évaluation de la dérive potentielle source et flûte.
- 4) Contrôle de la signature : calcul du spectre et estimation de la signature de la source, contrôle du niveau de bruit.
- 5) Contrôle et traitement de la navigation et des positions géographiques pour tous les tirs.
- 6) Positionnement des sources et des récepteurs, dans un référentiel profil, prise en compte de la dérive de la flûte et de la source.
- 7) Création du fichier SEG-Y brut (dit pré-pro) contenant l'ensemble des tirs et l'ensemble des traces corrigées et positionnés dans le bon référentiel.
- 8) Passage sous solid-QC (Ifremer), pour réaliser le binning. Les positions des sources et des récepteurs étant connues, on peut calculer la position des points images correspondant à tous les couples tirs - traces. Le binning consiste à définir une grille spatiale de pixel dans l'espace des points image. Tous les points images tombant dans un même pixel seront affectés au même bin (ici séparés d'1 m). Cela revient à faire une collection en point miroir d'une manière plus rigoureuse en tenant compte de la position réelle des points images et non uniquement de la géométrie de l'acquisition.
- 9) Une première sommation (stack) des traces d'un même bin en adoptant une vitesse constante est réalisée (voir explication au paragraphe suivant) (Figure 2. 33).

Cette première sommation peut être considérablement améliorée, c'est-à-dire que les réflecteurs peuvent être rendus plus visibles pour rendre l'interprétation d'un profil plus facile et meilleure et ceci en travaillant sur la vitesse de sommation. Ce travail a été réalisé principalement dans le cadre du master 1 de Johann Brochon (Brochon, 2023) et qui est présenté dans la partie suivante correspondant au post-traitement réalisé à terre pendant son stage.

3.4.2 Séquence de traitement à terre

Les deux étapes clés de la séquence de traitement à terre sont l'évaluation de la semblance et l'analyse de vitesse qui permettent de réaliser une bonne sommation.

3.4.2.1 Calcul des semblances

Le calcul des semblances est réalisé en utilisant un script Matlab. Ce code travaille à partir du fichier SEGY brut (dit pré-pro). La semblance consiste pour chaque bin (fenêtre d'analyse de données contenant plusieurs échantillons temporels, souvent quelques millisecondes de longueur) à évaluer les niveaux d'amplitude d'énergie de la sommation aux différentes profondeurs temps (différents réflecteurs donc) en balayant le champ de vitesse. La représentation de la semblance permet de contrôler l'analyse de vitesse, en effet les pics d'énergie (taches vertes figure panneau couleur) correspondent théoriquement aux vitesses pour lesquelles la sommation serait la meilleure (produisant le plus d'amplitude) (Figure 2. 33).

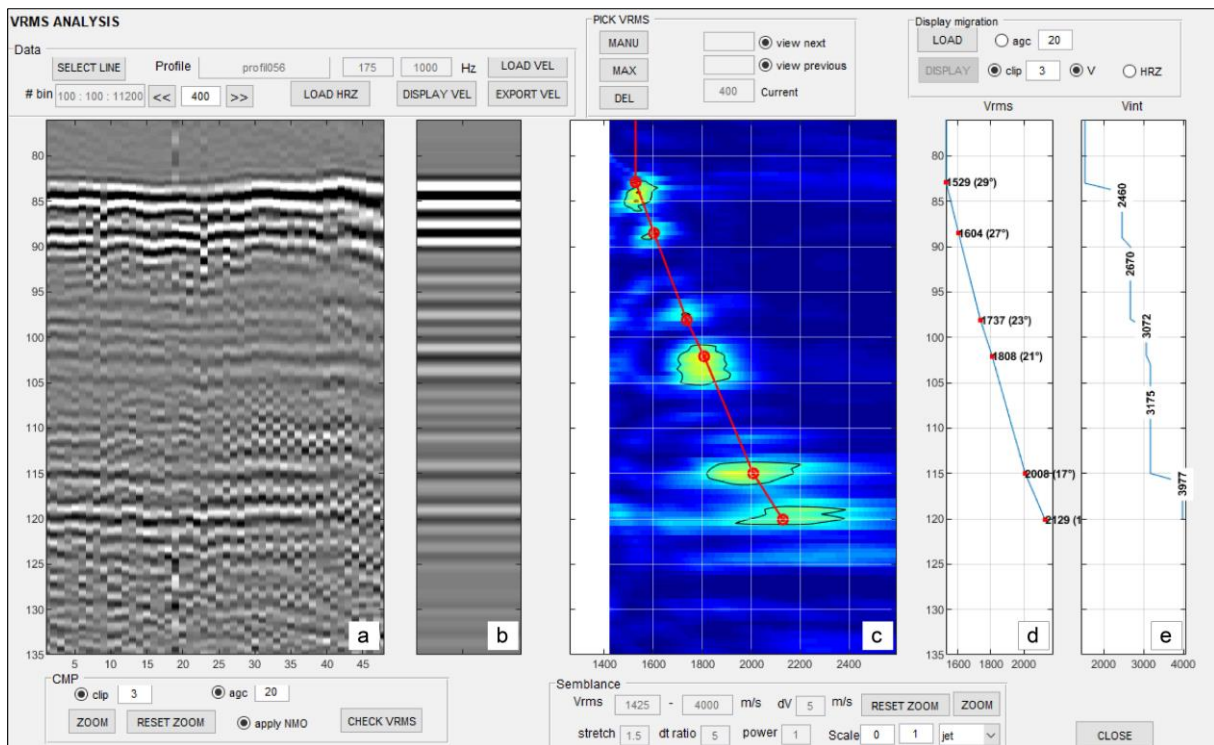


Figure 2. 33 : Console d'analyse de vitesse pour un bin, panneaux de gauche à droite : a) les traces du bin corrigé en vitesse, b) pseudo-stack permettant d'évaluer la qualité, c) semblance, les taches vertes correspondent aux pics d'énergie, d) Vitesses quadratiques moyennes (RMS Root Mean Square), e) Vitesses d'intervalle

3.4.2.2 Analyse de vitesse

La première sommation (stack) réalisée à bord avec une vitesse constante (proche de 1 500 m/s) est rapide à générer mais donne des résultats moins précis car en réalité la vitesse des ondes acoustiques augmente en s'enfonçant sous le fond. L'analyse de vitesse va permettre d'associer à chaque bin un profil de vitesse moyenne (RMS Root Mean Square Velocity) en fonction de la

profondeur temps qui permettra d'améliorer la sommation. Ce travail se réalise à partir d'un script Matlab qui affiche la console de la figure (ci-dessus).

On peut observer que les vitesses pointées sur le panneau de semblance (Figure 2. 33c) correspondent à des réflecteurs visibles sur le bin (Figure 2. 33a). Le panneau central (Figure 2. 33b) montre le résultat de la sommation théorique pour le bin étudié. La correction de vitesse (dite NMO pour Normal Move Out) sera réalisée à partir de la loi pointée dans la semblance et représentée à droite en vitesses quadratiques moyennes (RMS) (Figure 2. 33d) et en vitesses d'intervalles (Figure 2. 33e). Cette correction permet de redresser les hyperboles liées à la différence d'offset entre les différentes traces d'un même bin (différents couples tirs – traces) induisant des Δt (Figure 2. 34). Le but est alors "d'horizontaliser" cette hyperbole en évaluant au mieux la vitesse (Figure 2. 34) pour réaliser une bonne correction NMO.

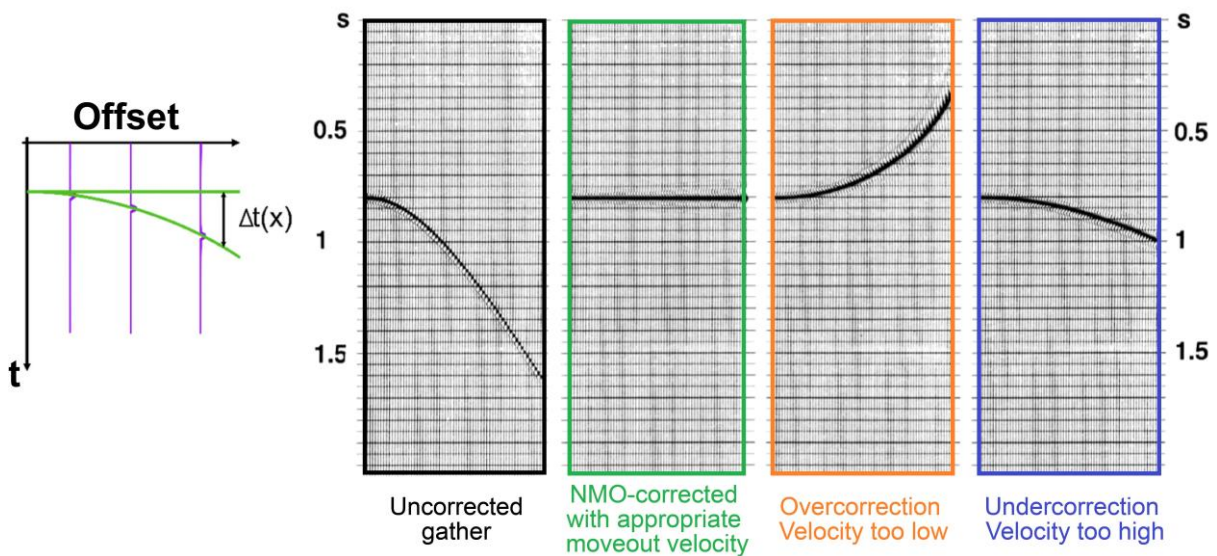


Figure 2. 34 : Correction NMO (Normal Move Out) pour redresser l'hyperbole (en vert) et compenser les Δt liées aux différents offsets (différentes traces violette). À droite, illustration d'une hyperbole (non corrigée en noir) corrigée avec une vitesse adéquate (en vert), trop faible (en orange) et trop forte (en bleu) (Yilmaz, 2001).

3.4.2.3 Sommation (stack)

Cette étape consiste à réaliser l'addition des différentes traces d'une même collection de points miroirs corrigée (ou bin) afin d'augmenter le rapport signal sur bruit (figure). En effet, la sommation des différents offsets après correction NMO a pour effet d'augmenter considérablement le signal. Cette étape est réalisée à partir d'un script Matlab utilisant les vitesses NMO évaluées lors de l'analyse, le fichier SEG Y brut pre-pro et les données issues du binning. Il est ensuite possible de visionner le profil sommé sur solidQC et de le comparer avec le profil

sommé à vitesse constante pour juger de l'amélioration obtenue grâce à l'analyse de vitesse (Figure 2. 35).

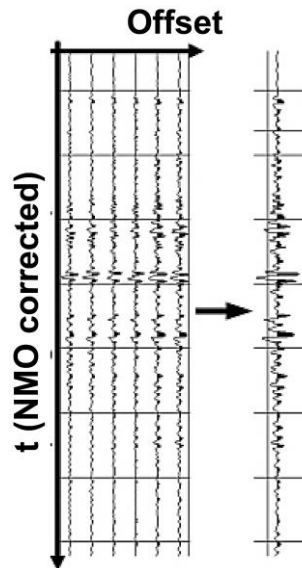


Figure 2. 35 : Sommation des traces corrigées NMO d'un même point miroir (ou bin) permettant d'augmenter le rapport signal sur bruit.

L'ensemble des profils du nord de la zone d'étude (Figure 2. 31) couvrant en partie les travaux du chapitre 4 ont subi ce traitement.

3.4.2.4 Autres traitements

Les profils ont par ailleurs subi une série de contrôle pour valider l'analyse de vitesse. Le dernier traitement essentiel correspond à la correction de marée nécessaire pour le calage et l'interprétation de l'ensemble du jeu de données. Cette interprétation est réalisée en utilisant le logiciel KingdomSuite© qui permet d'intégrer l'ensemble des données dans un même référentiel. Cette interprétation est basée sur les principes de la stratigraphie sismique. Trois profils principaux sont utilisés dans le cadre de cette thèse EM031, EM046 et EM037 (Chapitre 4) mais leur interprétation est basée sur le pointé de l'ensemble des profils de la zone nord (Figure 2. 31) (Brochon, 2023).

3.5 Banque de Géologie Marine (BRGM)

Il existe une importante base de données stratigraphiques et sédimentologiques pour les fonds marins (Figure 2. 36). Ces données comprennent principalement les résultats des carottages et des points de dragage étudiés par Larssonneur en 1971 et le groupe Norois en 1972. Toutes ces données sont archivées dans la base de données géologiques marines nationale (BRGM-BSSmer), gérée par le BRGM et mises à disposition sur le site Infoterre (<http://infoterre.brgm.fr/>) (Figure

2. 36). Les échantillons sont stockés dans la Lithothèque Nationale des Échantillons Marins (LINEM). Cette base de données contient des informations telles que la date de prélèvement, le nom du navire, le type d'outil utilisé (dragage ou carottage), la description lithologique, l'âge stratigraphique déduit et la présence éventuelle de contenu fossilifère.

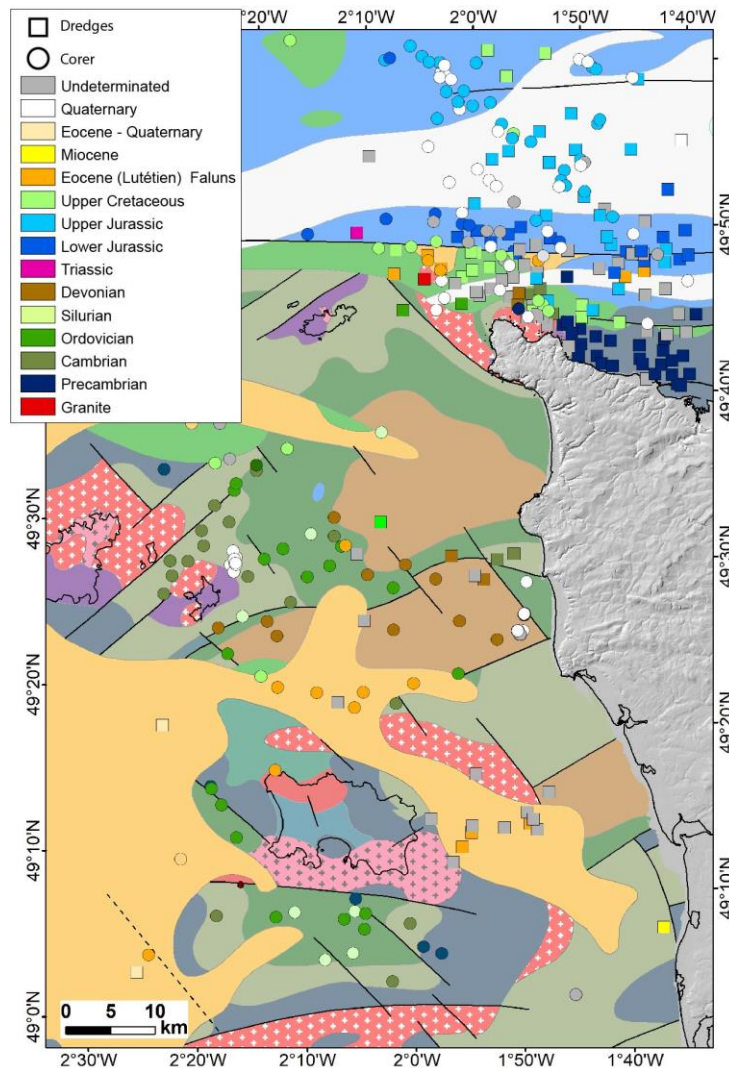


Figure 2. 36 : La carte présente les données marines (carottages et points de dragage) issues de la base de données géologiques marine nationale du BRGM. Les échantillons prélevés par carottage sont représentés par des cercles de différentes couleurs, tandis que ceux extraits par dragage sont représentés par des rectangles. Les couleurs utilisées sur la carte représentent l'âge stratigraphique attribué, basé sur la description sédimentologique et la présence de fossiles.

Dans notre étude, ces données revêtent une importance cruciale, étant donné que nous disposons de peu de données dans ces zones et de cartes précises. Elles servent à établir un calage pétrographique et stratigraphique dans la zone couverte par la sismique réflexion et les données bathymétriques et sont utilisées pour améliorer la cartographie marine (Figure 2. 37).

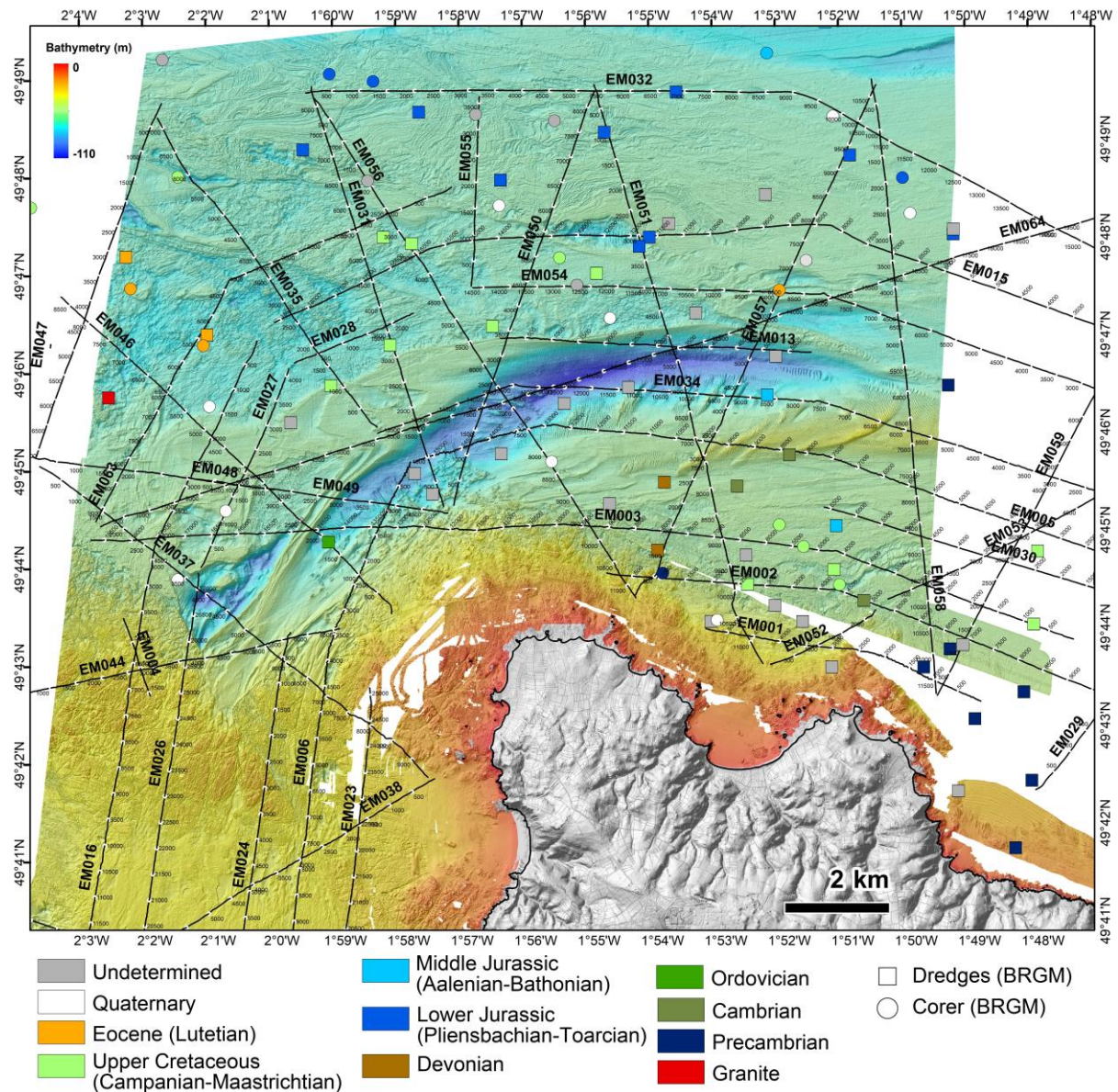


Figure 2. 37 : Corrélations des données topo-bathymétriques à haute résolution de la pointe de la Hague, NW Cotentin sous SIG avec les données de carottages et de points de dragage issus de la base de données géologiques marines nationale du BRGM et aux lignes sismiques EMECHAT représentées en traits noirs.

4. Données géologiques terrestres

4.1 Données cartographiques du BRGM

Pour toute étude géologique, il est essentiel de recueillir et d'analyser les données cartographiques existantes, tant à terre qu'en mer, afin d'avoir une vision précise et complète de la continuité des objets géologiques de la région étudiée (Cotentin et une partie du Golfe Normano-Breton) (Figure 2. 38).

À terre, une carte simplifiée des grands domaines géologiques a été réalisée en compilant les données provenant des cartes au 1/50 000^e au format papier issues de la BD Scan-Géol-50 et les

données des cartes géologiques départementales vectorisées et harmonisées au 1/50 000^e du BRGM, pour les départements de la Manche (50), du Calvados (14), de l'Orne (61) et d'Ille-et-Vilaine (35) (Figure 2. 38). Les cartes vectorisées sont extraites de la base de données géoréférencée BD Charm-50 disponible sur Infoterre du BRGM (<http://infoterre.brgm.fr/>). Les cartes harmonisées, contrairement aux cartes scannées, sont des versions numériques modifiables sous SIG. Les données géologiques, les échelles et les symboles sont homogénéisés afin de fournir des données géologiques cohérentes et actualisées à l'échelle nationale. En d'autres termes, ce sont les versions numériques améliorées et standardisées qui facilitent l'intégration et la comparaison des données géologiques.

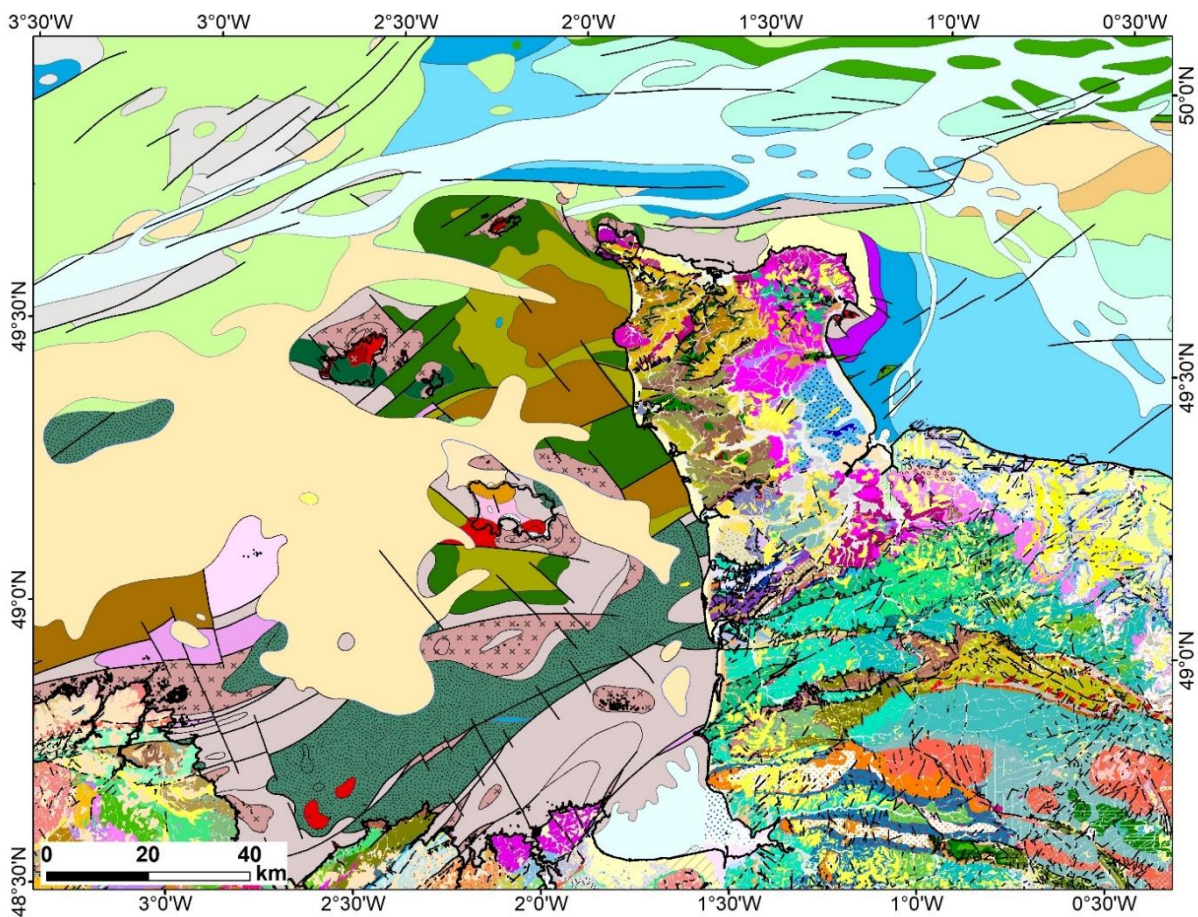


Figure 2. 38 : Synthèse des cartes géologiques existantes du Cotentin et du Golfe Normand-Breton (GNB) du BRGM (1/50 000^e et 1/1000 000^e).

Les grands ensembles et unités géologiques ont été reportés, en leur attribuant les mêmes symboles et couleurs sur l'ensemble des cartes géologiques des quatre départements. De plus, une hiérarchisation simple des accidents a été réalisée en se basant sur les travaux antérieurs (thèses, articles, notice explicative de carte géologique du BRGM), en identifiant à partir de critères bibliométriques les grandes zones de cisaillement (cadomiennes N070°E, varisques N110°E et N150°E) qui ont guidé la structuration de la CP et GNB, ainsi que les systèmes de failles majeures et les failles secondaires.

En revanche, dans la zone couvrant le Golfe Normano-Breton, les données géologiques à l'échelle 1/50 000e dans la partie marine sont inexistantes. Par conséquent, les données de la carte géologique à l'échelle 1/1 000 000e de la BD Million-Géol du BRGM, disponibles au format vecteur (shapefile), ont été utilisées (Figure 2. 38). Cette dernière a été comparée à la carte géologique offshore à l'échelle 1/250 000e de la base de données du BGS (British Geological Survey), disponible via un lien WMS (<https://www.bgs.ac.uk/>). Les deux ensembles de données fournissent des interprétations presque similaires. Cependant, la carte du BGS est plus précise par rapport à la carte du BRGM en mer, mais elle ne couvre pas toute notre zone. Donc certains contours d'unités géologiques de la carte du BRGM ont été corrigés à partir de la carte géologique du BGS. Pour la partie est du Cotentin et la baie de Seine, la carte géologique au millionième a été corrigée et complétée avec les nouvelles données obtenues par Abdelouahed (2012) lors de ses travaux de thèse menés à l'Université de Caen (Figure 2. 39).

4.2 Investigations de terrain

Plusieurs investigations de terrain complémentaires ont été menées dans le cadre de cette thèse en 2020 et 2021 sur les plateformes littorales du nord-ouest Cotentin (de Granville à Jobourg, autour du cap de la Hague et à l'est de Cherbourg) (Figure 2. 40).

L'objectif était de pouvoir identifier les marqueurs de déformations ductiles et cassantes majeures sur la plateforme littorale, de faire des mesures structurales, de décrire la nature des contacts entre les différentes unités géologiques et d'affiner la cartographie terrestre. Il s'agit également de déterminer la continuité des objets structuraux majeurs identifiés en mer qui se prolongent à terre et cela concerne surtout des failles intra-socle (cadomien et/ou hercynien). De plus, cette investigation vise à reconnaître une possible réactivation post-paléozoïque de ces structures.

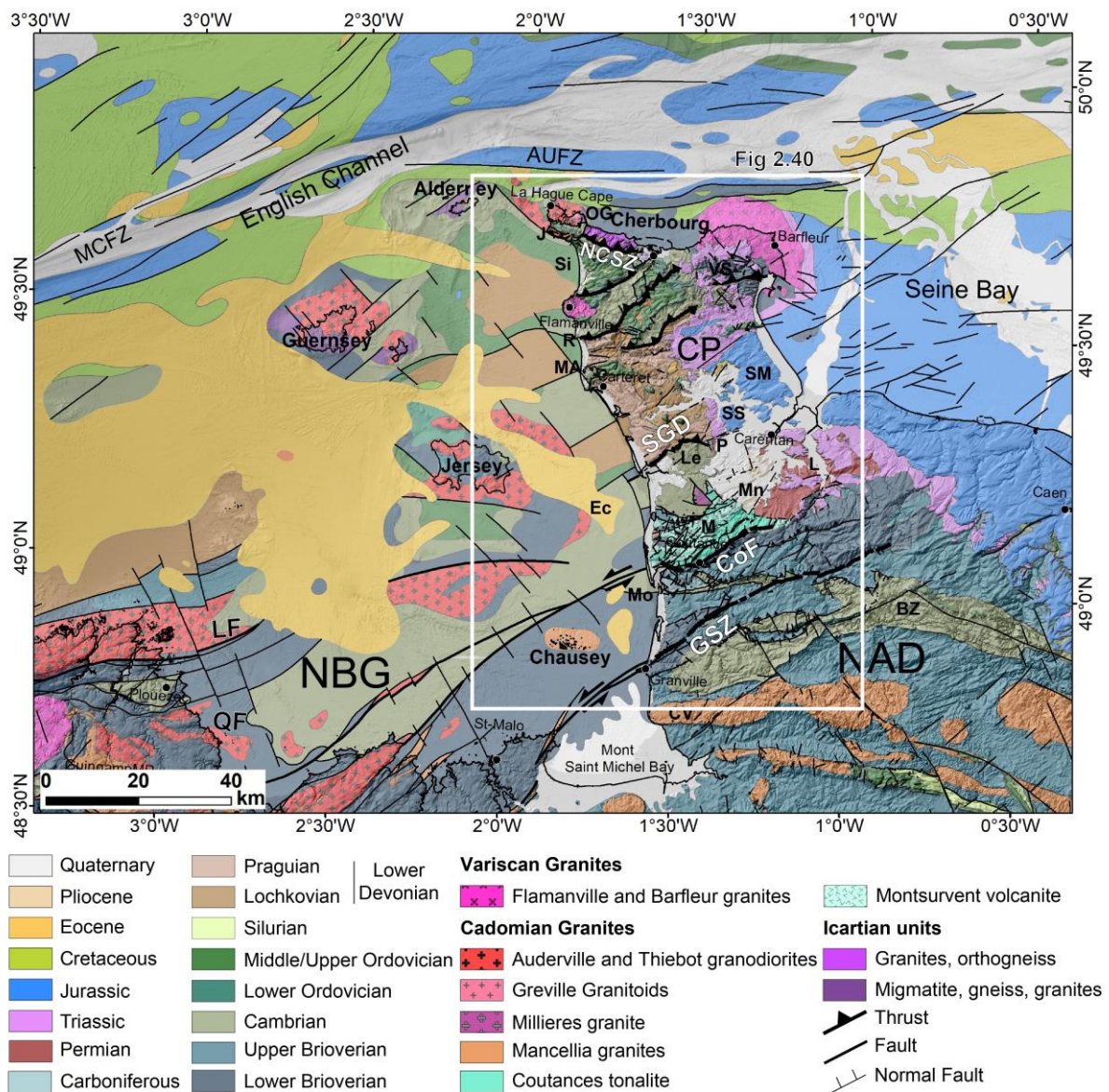


Figure 2. 39 : Carte géologique simplifiée du Domaine Nord Armoricain (DNA) et du Golfe Normand-Breton (GNB) modifiée à partir de la carte géologique du BRGM (50 000 et 1/1 000 000) et de la carte Baie de Seine (Benabdellouahed et al., 2014). CP : Cotentin Peninsula ; MCFZ : Mid-Channel anomaly and fault system ; AUFZ : Aurigny Ushant Fault Zone ; NCSZ : North Cotentin Shear Zone ; SGD : Saint-Germain-sur-Ay discontinuity ; CoF : Coutances fault ; GSZ : Granville shear zone ; LF : Locquemeau fault ; QF : Le Quessoy Fault ; NBG : Normand-Breton Gulf ; NAD : North Armorican Domain ; J : Jobourg syncline ; Si : Siouville syncline ; OG : Omonville-Gréville ; VS : Val-de-Saire ; R : Rozel ; MA : Moitiers d'Allonnes anticline ; SM : Sainte-Mère-Eglise ; SS : St-Sauveur-le-Vicomte basin ; P : Le Plessis basin ; Le : Lessay basin ; L : Littry Basin ; Ec : Ecrehou basin ; Mn : Sainteny-Marchésieux ; M : Montsurvent ; Mo : Montmartin syncline ; BZ : Bocaine Zone syncline ; CV : Carolles-Vire massif.

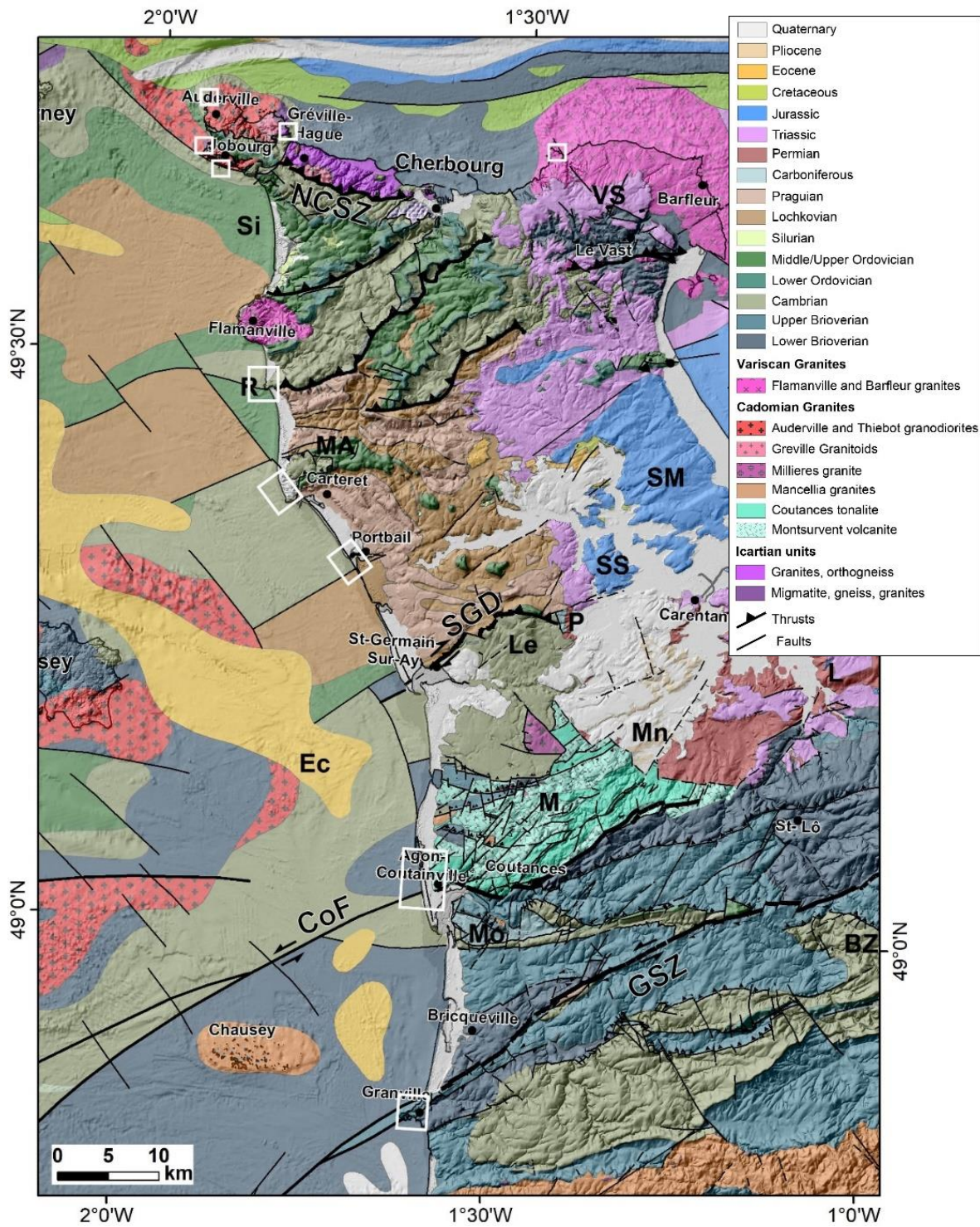


Figure 2. 40 : Ensemble des missions de terrain effectuées dans le cadre de cette thèse sur les plateaux rocheux du Cotentin, représentés en encarts en blanc.

5. Résumé

La Pointe du Cotentin est reconnue comme une entité morphostructurale complexe. Cette complexité est due à l'héritage structural des différentes phases d'orogénèses qui se sont succédées, ainsi qu'à son évolution actuelle, que nous tentons de comprendre dans cette étude. Cela nous amène à discuter du rôle de l'héritage structural dans les déformations actuelles, ce que nous aborderons dans le chapitre suivant. Cependant, il est difficile d'analyser cette région à terre, car les roches du socle sont souvent fortement érodées et peu exposées.

Notre approche morphostructurale continentale-marine repose principalement sur des jeux de données complémentaires à haute résolution. Ces données comprennent des informations topobathymétriques, des orthophotographies et des données de sismique réflexions récemment acquises. Cette zone nous offre une opportunité unique de décrire et d'imager la structure du substratum immergé dans la zone marine, qui est dépourvue de couverture végétale et sédimentaire. Des études similaires ont été menées avec succès dans d'autres régions de Bretagne (Le Gall et al., 2014 ; Raimbault et al., 2018).

Les analyses morphologiques combinent les cartes du MNT à haute résolution, les cartes de pente, les cartes d'indice de rugosité, les données de réflectivité, les cartes géologiques au 1/1 000 000^e et au 1/50 000^e du BRGM, la carte géologique au 1/250 000^e du BGS et la base de données géologiques marines nationale (BRGM-BSSmer). L'ensemble a été comparé aux observations structurales sur le terrain et validé par les profils sismiques marins très haute résolution, seuls capables de donner une dimension verticale. Cette approche a permis de mettre en évidence différentes unités géologiques ainsi qu'un réseau dense de fractures qui n'avaient pas été décrits auparavant. La carte géologique ainsi réalisée fournit des informations précieuses sur le schéma de déformation et la chronologie relative de la déformation dans cette zone.

6. Références

- Bailly du Bois, P., 2010. BATHAGUE 2010 croise,Haliotis R/V. <https://doi.org/10.17600/10120060>
- Brochon, J., 2023. Traitement et analyse d'un jeu de données sismique SMT haute résolution au large du Nord Cotentin (campagne EMECHAT) : une clé pour la compréhension d'un puzzle géologique (Mémoire de Master). Université de Bretagne Occidentale (OBO).
- Canva, A., 2019. Structure et évolution du bassin arrière-arc Ligure et de sa marge nord : Apports de l'imagerie géophysique profonde de la campagne SEFASILS (These en préparation). Université Côte d'Azur.
- Dehouck, A., Almar, R., Balouin, Y., Jaud, M., Delacourt, C., 2010. Bathymétrie littorale par télédétection: méthodes, précision et finalités. Actes des Journées Nationales Génie Cotier Génie Civil, Sables d'Olonne 457-468. <https://doi.org/10.5150/jngcgc.2010.054-D>
- Duperret, A., 2019. COCOTEC 19 croise,Haliotis R/V. <https://doi.org/10.17600/18000965>
- Dupont, P., 2019. Sismique Très Haute Résolution. Compte-rendu d'acquisition sismique multitrace-Banc du Four, Banc d'Armen, Fosse d'Ouessant et Haut-Fond d'Ouessant. Mission Bankable Leg 3-N/O Côtes de la Manche-18 au 19 Juin 2019.
- Furgerot, L., Poprawski, Y., Violet, M., Poizot, E., Bailly du Bois, P., Morillon, M., Mear, Y., 2019. High-resolution bathymetry of the Alderney Race and its geological and sedimentological description (Raz Blanchard, northwest France). *Journal of Maps* 15, 708-718. <https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1657510>
- Graindorge, D., 2022. EMECHAT croise,Côtes De La Manche R/V. <https://doi.org/10.17600/18002075>
- Horn, B.K., 1981. Hill shading and the reflectance map. *Proceedings of the IEEE* 69, 14-47.
- Hughes Clarke, J.E., Mayer, L.A., Wells, D.E., 1996. Shallow-water imaging multibeam sonars: A new tool for investigating seafloor processes in the coastal zone and on the continental shelf. *Marine Geophysical Researches* 18, 607-629.
- Le Gall, B., Authemayou, C., Ehrhold, A., Paquette, J.-L., Bussien, D., Chazot, G., Aouizerat, A., Pastol, Y., 2014. LiDAR offshore structural mapping and U/Pb zircon/monazite dating of Variscan strain in the Leon metamorphic domain, NW Brittany. *Tectonophysics* 630, 236-250. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.026>
- Lubert, L., 2022. Mise en place d'un bassin sédimentaire en contexte tectonique polyphasé : l'exemple du bassin Cénozoïque offshore de l'archipel des Ecrehou (Ouest Cotentin) (Mémoire de Master). Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM) et l'Institut de Radioprotection et de Sécurité Nucléaire (IRSN).
- Lurton, X., 2002. An introduction to underwater acoustics: principles and applications. Springer Science & Business Media.
- Mallet, C., Michot, A., De La Torre, Y., Lafon, V., Robin, M., Prevotiaux, B., 2012. Synthèse de référence des techniques de suivi du trait de côte (Rapport BRGM/RP-60616-FR No. 162).

- Raimbault, C., 2017. Evolution géomorphologique du littoral granitique sud-armoricain: approche terre-mer (Thèse de doctorat). Normandie Université.
- Raimbault, C., Duperret, A., Le Gall, B., Authemayou, C., 2018. Structural inheritance and coastal geomorphology in SW Brittany, France: An onshore/offshore integrated approach. *Geomorphology* 306, 141–154. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.01.018>
- Riley, S.J., DeGloria, S.D., Elliot, R., 1999. Index that quantifies topographic heterogeneity. *intermountain Journal of sciences* 5, 23–27.
- Wilson, M.F.J., O’Connell, B., Brown, C., Guinan, J.C., Grehan, A.J., 2007. Multiscale Terrain Analysis of Multibeam Bathymetry Data for Habitat Mapping on the Continental Slope. *Marine Geodesy* 30, 3–35. <https://doi.org/10.1080/01490410701295962>
- Yilmaz, Ö., 2001. *Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data.* Society of exploration geophysicists.

Chapitre III

Analyse structurale terre-mer du nord-ouest Cotentin

Sommaire

1. Introduction.....	107
2. Le Cap de la Hague	108
2.1 Les unités géologiques du cap de la Hague	109
2.2 Géomorphologie du cap de la Hague.....	109
2.3 Les failles onshore du cap de la Hague.....	111
2.4 Les failles onshore du sud de la Hague (Nez de Jobourg)	112
2.5 Résumé.....	117
3. L'histoire post-varisque du NW Cotentin, dans le cadre structural de la Manche. De nouvelles perspectives à partir de données géophysiques offshore haute-résolution.....	119
1. Introduction.....	121
2. Geodynamic and geological settings	123
2.1 Icartian and Cadomian basement.....	123
2.2 Paleozoic series and Variscan deformation	123
2.3 Post-Variscan history	124
3. Methodology.....	124
3.1 Topo-bathymetry data	125
3.2 Seismic reflection data.....	127
3.3 Local orthophotography of the shore platform.....	128
3.4 Field structural investigations.....	128
4. Results.....	128
4.1 Seafloor fabrics.....	129
4.1.1 Fabric types.....	129
4.1.2 Lithostratigraphic interpretation	132
4.1.3 The pre-Mesozoic basement series.....	132
4.1.4 The post-Variscan sedimentary series	134
4.2 Structural analysis	136
4.2.1 The regional structural pattern	136
4.2.2 Specific structures.....	137
4.2.3 Chronology of deformation.....	142
5. Discussion.....	145
Conclusion	147
Acknowledgments.....	149
4. Références	150

1. Introduction

La péninsule du Cotentin (CP) correspond à la partie nord-est du Domaine Nord-Armoricain (NAD), où affleurent des roches qui ont enregistré les empreintes successives des trois orogènes : l'Icartien (2,2-1,8 Ga), le Cadomien (650-540 Ma) et le Varisque (360-258 Ma) (cf. chapitre 1). Le socle de la CP est composé de roches briovériennes faiblement métamorphisées (Néoprotérozoïque) intrudées essentiellement par des granitoïdes cadomiens, comme le granite d'Auderville et de Thiébot constituant le cap de la Hague. Ce socle est recouvert de séries de bassins paléozoïques plissées et faillées par des chevauchements varisques, comme le synclinal de Siouville (Le Gall et al., 2021), puis intrudés par des granitoïdes varisques tels que les granites de Flamanville et de Barfleur. Toutes ces unités se prolongent en mer, mais des incertitudes majeures subsistaient sur leur répartition, leur organisation et le cadre structural, notamment en termes d'orientation et de type de failles. La découverte de failles offshore au large du cap de La Hague grâce à une récente compilation bathymétrique multifaisceaux (Furgerot et al., 2019), a notamment soulevé l'importance de ces questions.

La question de la réactivation tectonique des structures faillées sur ce secteur se pose toujours, en particulier du fait de la présence d'installations nucléaires sur le nord-ouest Cotentin (le centre de stockage de déchets radioactifs de la Manche (CSM) et l'usine de retraitement de la Hague, ainsi que le CNPE (Centre Nucléaire de Production d'Electricité) de Flamanville. En effet, la CP connaît des séismes de faible magnitude reportés depuis 1091, qui seraient en partie contrôlés par des structures tectoniques héritées (Beucler et al., 2021).

Au sud de la CP, au niveau du bassin de Carentan, des preuves de déformations modérées récentes ont été reportées le long de structures varisques réactivées dans des unités méso-cénozoïques (Doré et al., 1988 ; Vignerresse, 1988 ; Baize, 1998 ; Vernhet et al., 1999 ; Lagarde et al., 2000). D'autres preuves sont à rechercher dans le nord-ouest Cotentin. Cependant, la couverture sédimentaire méso-cénozoïque sus-jacente n'est pas exposée à terre. Nous avons recherché ces contacts en mer, pour mieux définir l'activité de ces réseaux dans le temps.

Après une analyse ciblée de terrains onshores situés sur le pourtour du cap de la Hague, en particulier ceux qui présentent une continuité onshore-offshore, notre étude s'est concentrée sur la zone offshore du cap de La Hague, où les granitoïdes cadomiens (Auderville/Thiébot et Gréville) sont au contact avec les bassins méso-cénozoïques de la Manche. Cette analyse offshore fait l'objet d'un article présenté *in extenso* dans ce chapitre.

2. Le Cap de la Hague

Le pourtour de la pointe de la Hague est formé d'une succession de caps et baies de tailles diverses. Du nord-est de la pointe, en suivant un sens anti-horaire, il s'agit de la pointe de Jardeheu (cap), de l'anse Saint Martin, du Cap de la Hague, de la baie d'Ecalgrain, du Nez de Jobourg (ou cap), de la Baie de Moncaneval, de l'anse des Moulinets, de l'anse d'Herquemoulin, qui se poursuit par l'anse de Vauville (Figure 3. 1).

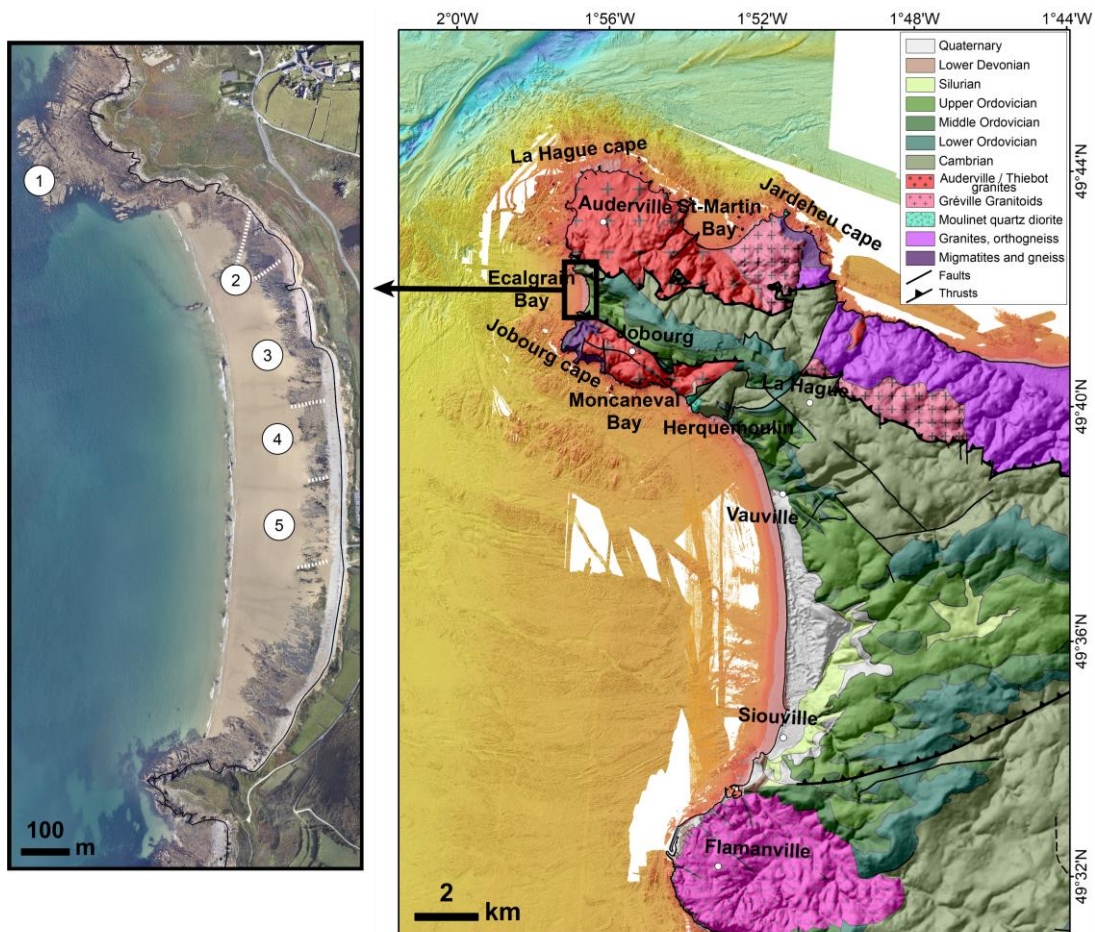


Figure 3. 1 : Extrait de la carte géologique 1/50 000^e du BRGM et de l'orthophotographie du ROLNP de la baie d'Ecalgrain (La Hague), péninsule du Cotentin nord-ouest. 1) Conglomérat et grès pourprés du Cambrien inférieur et 2) Grès feldspathiques, siltstones et grès gris du Cambrien inférieur ; 3) Quartzite et grès avec conglomérat comprenant des chitinozoaires de l'Ordovicien inférieur ; 4) Alternances de pelites, grès bioturbés et bandes de grès calcaires comprenant une faune d'oolithes, de trilobites et de brachiopodes de l'Ordovicien moyen ; 5) Alternances de pelites, grès avec certains niveaux de siltstone comprenant des trilobites et des brachiopodes ; 6) Alternances d'argiles silteuses noires ou grises et de grès gris avec des intercalations de HCS (hummocky cross stratification) de l'Ordovicien supérieur ; 7) Bancs de grès gris du Silurien.

2.1 Les unités géologiques du cap de la Hague

Ce cap s'est constitué à la faveur des granitoïdes cadomiens très résistants situés au nord et des roches migmatitiques icartiennes également très résistantes constituant le nez de Jobourg au Sud (Figure 3. 1). Entre ces deux unités sont exposés les sédiments paléozoïques sur la côte ouest, bien exposés le long de la baie d'Ecalgrain. Le Paléozoïque est constitué de roches métasédimentaires du Cambrien au Silurien, qui ont été remobilisées pour former les synclinaux de Jobourg et Siouville le long d'un axe N110°E et affectées par des chevauchements de même directions (Dissler and Gresselin, 1988 ; Dupret et al., 1990). Ce dispositif structural a favorisé le creusement des baies d'Ecalgrain et de Vauville par érosion côtière différentielle dans ces unités paléozoïques plus tendres par rapport aux granitoïdes adjacents (Figure 3. 1).

2.2 Géomorphologie du cap de la Hague

Au nord du cap de La Hague, le granite cadomien d'Auderville et le socle varisque sont érodés et s'aplanissent progressivement en formant une séquence de terrasses marines et de rasas (Nexer, 2015 ; Pedoja et al., 2018) (Figure 3. 2).

Le relief terre-mer est constitué d'une pente assez régulière (1,2°), qui, du nord au sud, passe de la fosse de la Hague (La Hague deep) en domaine marin au plateau de la Hague en domaine aérien, culminant à 120 m d'altitude (Figure 3. 2 A.B.). La plate-forme terrestre de La Hague présente une séquence de quatre terrasses (T1 à T4) marines superposées du Pléistocène (plate-forme d'abrasion marine) dont la dernière culmine à environ 40 m d'altitude, qui sont surmontées de quatre rasas plus anciennes mio-pliocènes atteignant des altitudes de 200 m (Coutard et al., 2006 ; Nexer et al., 2015 ; Pedoja et al., 2018) (Figure 3. 2). Les terrasses marines (plate-forme d'abrasion marine) représentent la marque d'une ou plusieurs périodes interglaciaires, caractérisées par un haut-niveau marin, ayant formé une plate-forme d'abrasion marine à la côte. Selon Coutard et al (2005), ils sont visibles sur la pointe nord-ouest du Cotentin jusqu'au MIS 11 (Stade Isotopique Marin) daté à environ 400 000 ans. Ces niveaux sont marqués par un relief de falaise (paléo-falaise) de quelques mètres de haut, marquant une paléo-limite de rivage, à partir de laquelle se développe une surface d'érosion de très faible pente, figurant le début de la paléo-plateforme littorale (Pedoja et al, 2018). Cette configuration de plateformes d'abrasion marines superposées est le résultat typique d'uplifts, marqués au cours du Pléistocène par la succession de plusieurs périodes interglaciaires de haut-niveau marin, alternant avec des périodes glaciaires de bas-niveau marin (Baize, 1998 ; Coutard et al., 2006 ; Nexer, 2015 ; Pedoja et al., 2018). L'altitude actuelle des terrasses marines est utilisée pour en déduire des taux de soulèvement côtiers. Lagarde et al., (2000) y ont calculé des taux de soulèvement à partir de sables et de dépôts

de plage pléistocènes de 0,1 mm/an. Pedoja et al (2018) en déduisent des taux de soulèvement moyens sur le Pléistocène supérieur (MIS 5e) de $0,04 \pm 0,01$ mm/an et un taux moyen d'élévation sur le Pléistocène moyen de $0,09 \pm 0,03$ mm/an. La présence de rasas mio-pliocènes sur les zones les plus élevées du cap de la Hague permet aux auteurs de proposer une surrection généralisée de la pointe nord du Cotentin depuis 15 Ma avec un taux constant de 0,01 mm/an, témoignant d'une surrection généralisée de toute l'Europe du Nord-Ouest (Pedoja et al., 2018).

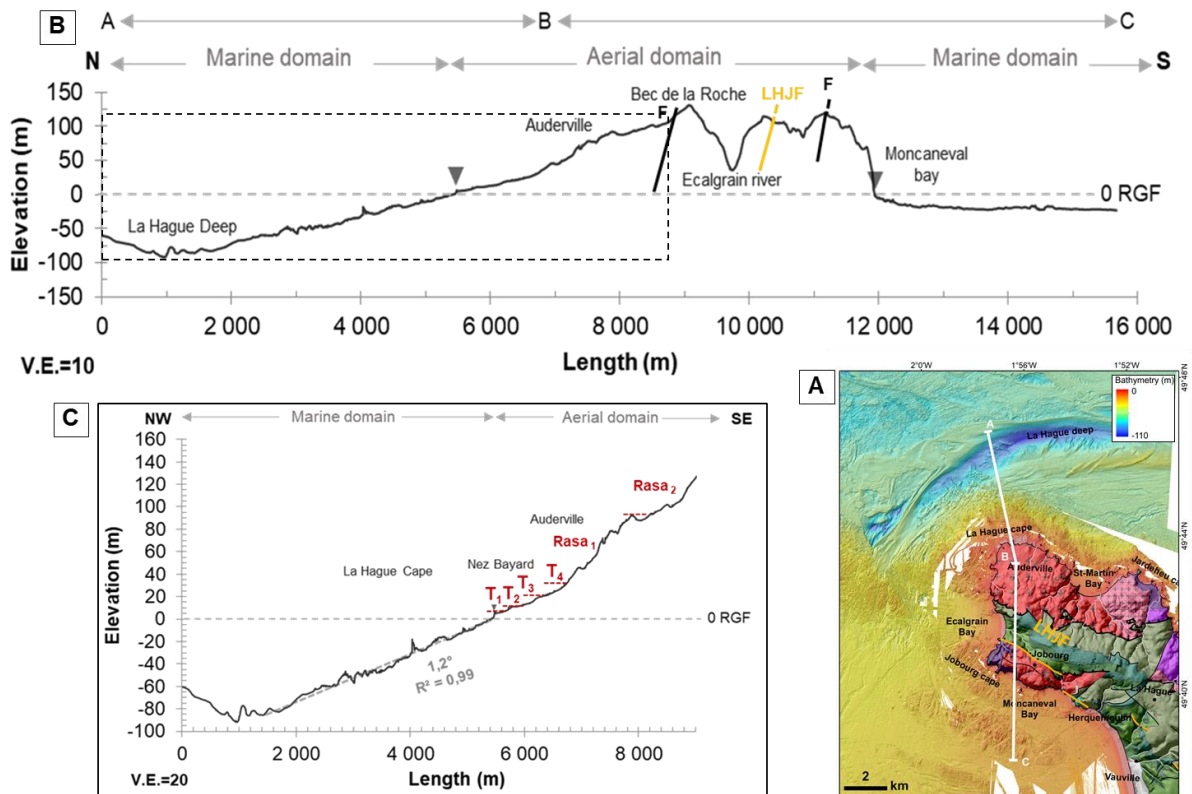


Figure 3. 2 : Coupe topo-bathymétrique (terre-mer) Nord-Sud du cap de la Hague. A) Carte géologique 1/50 000e du BRGM. En blanc, trace du profil. Le trait orange épais représente le tracé de la Faille LHJF, répertoriée comme potentiellement active dans la base de la BDFA (Jomard et al., 2017). B) Profil topographique terre-mer de direction globale Nord-Sud, recoupant les différentes formations et les chevauchements. LHJF : Faille de La Hague-Jobourg. C) Zoom sur le profil AB qui met en évidence les différentes plateformes d'abrasion marine et les rasas à terre (Pedoja et al., 2018).

Au sud du cap, les falaises côtières de Jobourg de composition migmatitique s'élèvent jusqu'à une altitude de 180 m. Contrairement à la façade nord du cap de la Hague, le contact terre-mer de la façade sud du cap de la Hague montre un passage en falaise abrupte de 80 à 100 m de haut au Nez de Jobourg, vers une plateforme d'abrasion marine (ou littorale) actuelle à très faible pente ($0,15^\circ$) en domaine marin (Figure 3. 2 B).

2.3 Les failles onshore du cap de la Hague

Après avoir replacé les quelques éléments clefs de l'extrémité nord-ouest de la CP (Pointe de la Hague), les principales unités géologiques et les indices géomorphologiques en complément du chapitre 1 ; nous proposons de porter un regard rapide aux éléments factuels concernant les failles onshores dans ce secteur réduit, tels que nous avons pu les documenter sur la base de travaux de terrain et d'imagerie réalisés dans le cadre de cette étude.

Au nord, le synclinal de Jobourg est considéré comme un ancien repli du synclinal de Siouville (Graindor, 1960). Il est constitué d'unités cambro-ordoviciennes et siluriennes affleurant sur la plateforme littorale au niveau de la baie d'Ecalgrain. Du Nord au Sud, il montre un flanc nord renversé à pendage nord où affleurent les unités du Cambrien en contact anormal avec les granites cadomiens (d'Auderville et de Gréville), ainsi qu'un flanc sud à pendage nord en contact anormal avec les granitoides de Thiebot, de Gréville et des migmatites icartiennes. Ces grands contacts anormaux représenteraient des chevauchements varisques (surfaces de décollement) de direction N110°-N120°E (Dissler et Gresselin, 1988) qui auraient remobilisé les structures cadomiennes (Figure 3. 3).

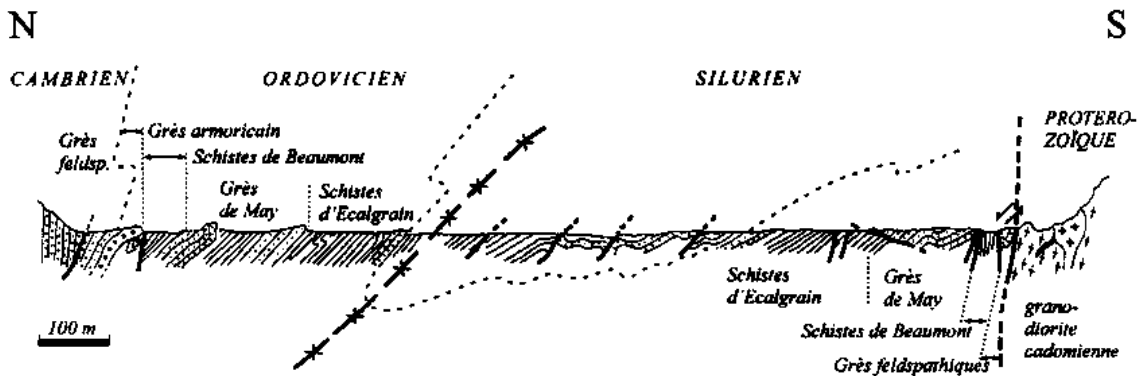


Figure 3. 3 : Coupe N-S du synclinal de Jobourg au niveau de la baie d'Ecalgrain (Dupret, Gresselin, Le Gall inédit, Lithothèque de Normandie).

Se pose ainsi la question de savoir si l'accident varisque N110°-120°E marquant le sud de la Baie d'Ecalgrain a été réactivé suite à l'épisode varisque. Des observations terrain ont donc été menées sur le secteur méridional de la Hague, de part et d'autre du Nez de Jobourg, le long des anses et baies accessibles.

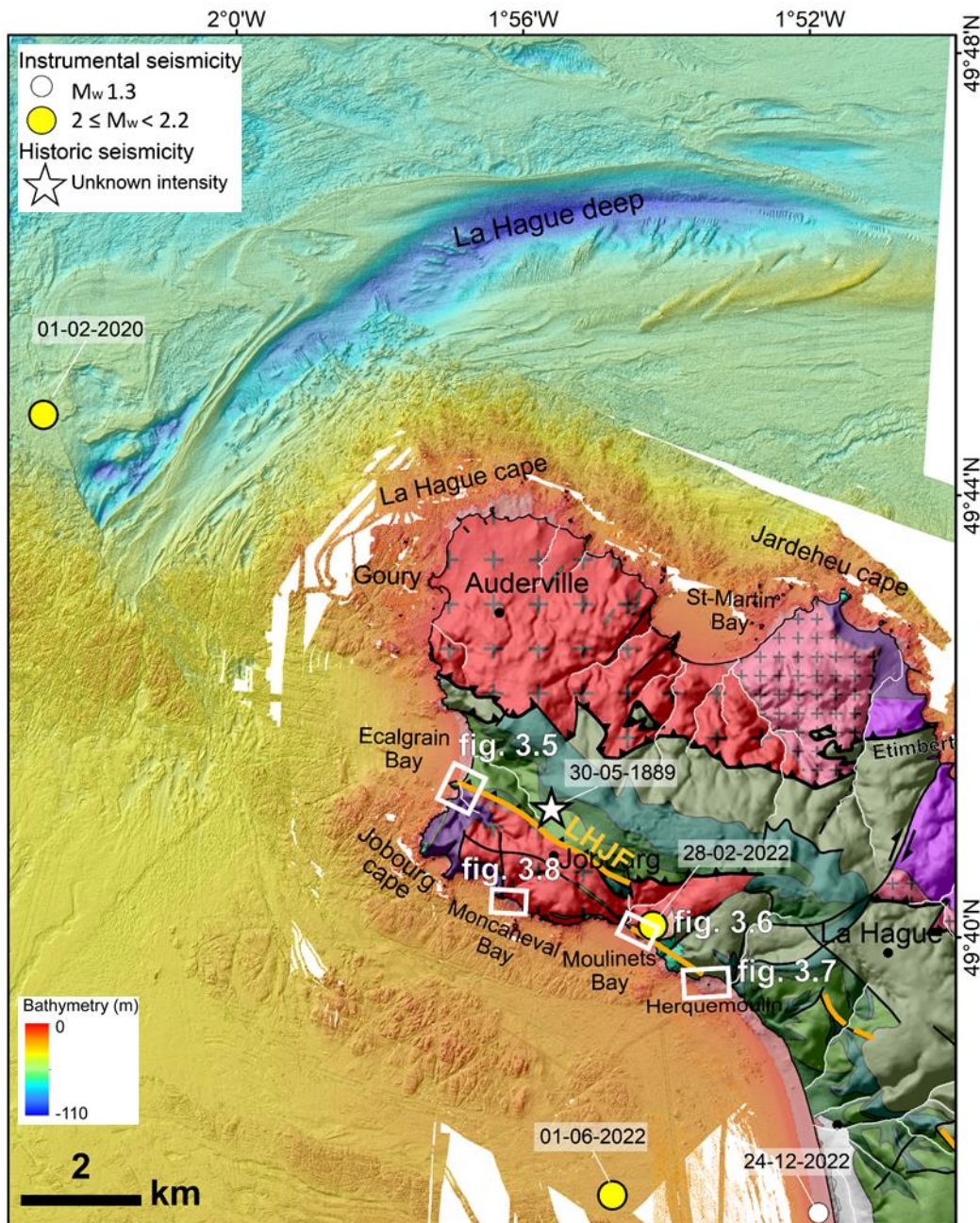


Figure 3. 4 : Carte Géologique à terre au 1/50 000e de BRGM et le MNT de la zone, issue de la compilation des données (SHOM, campagne BATAGUE (Bailly Du Bois, 2008 et 2010), COCOTEC (Duperret, 2019) et EMECHAT (Graindorge, 2022)), montrant les trois secteurs prospectés le long du tracé des segments de la faille de La Hague Jobourg Fault (LHJF), issu de la BDFA. Les étoiles blanches et les cercles blancs et jaunes représentent respectivement la sismicité historique et instrumentale répertoriée dans la zone.

2.4 Les failles onshore du sud de la Hague (Nez de Jobourg)

Des travaux antérieurs (Lagarde et al, 2000 ; Font et al, 2002) pointent la présence d'une faille bordant la côte méridionale de la pointe du Cotentin, de la Baie des Moulinets à Herquemoulin : la faille de la Hague Jobourg (LHJF), de même direction que le chevauchement varisque N110°E-120°E de la baie d'Ecalgrain (Bigot, 1889 ; Dupret, 1984) (Figure 3.3). Ce segment est répertorié

dans la base de données BDFA comme potentiellement actif de syn à post Pliocène (Jomard et al., 2017). La BDFA représente la LHJF sous forme de segments, se superposant partiellement au tracé du chevauchement varisque le long de sa direction N110°-120°E au sud de la baie d'Ecalgrain et se poursuivant par des segments sur les sites côtiers de la baie des Moulinets et d'Herquemoulin, pour se prolonger par quelques segments d'orientation semblable à terre (Figure 3.3). La réactivation de cette faille serait plio-quadernaire selon divers auteurs (Elhai, 1963 ; Amorese et al., 1999 ; Lagarde et al., 2000 ; Font et al., 2002). Cet argumentaire est appuyé par la présence d'un séisme historique, d'intensité non évaluée, reporté à la même date que celui qui a eu lieu au large de Cherbourg le 30 Mai 1889, avec une intensité de VI. Il est cependant à noter qu'un séisme très récent de magnitude $M_w=2.1$ a été localisé à proximité de ce segment de faille le 28/02/2022, ce qui relance le problème de l'activité récente sur cette faille.

Une analyse topo-bathymétrique haute résolution le long du tracé supposé de la faille est entreprise dans le cadre de cette étude. Elle est couplée avec des observations de terrain et l'interprétation d'orthophotographies (ROLNP et Mission CHERBOURG 2020). Cette analyse révèle la possible continuité de cette faille entre trois sites : au niveau de (1) la Côte Soufflée (sud de la baie d'Ecalgrain), (2) à l'est de la baie des Moulinets et (3) à l'ouest de la descente d'Herquemoulin (Figure 3. 4).

Le MNT topo-bathymétrique construit à partir des données LiDAR acquises dans le cadre de la campagne CHERBOURG (CNAM/Intechmer, 2022) au niveau de la Côte Soufflée (sud de la baie d'Ecalgrain) (Figure 3. 4) d'une précision altimétrique de 5 cm et d'une précision planimétrique de 10 cm, couplé à l'orthophotographie (résolution planimétrique de 0.5 cm) révèle la trace d'un accident affectant le platier rocheux. Ces segments de failles semblent correspondre à la faille de La Hague Jobourg (LHJF). Cependant, en mer, aucune continuité n'est observée en raison de la couverture par des sédiments récents (Quaternaire) (Figure 3. 5).

(1) Au niveau de la côte soufflée, cet accident de direction N140°-54°NE, mesuré sur le terrain, met en contact les unités du Cambrien inférieur (Grès) avec les granitoïdes cadomien de Gréville et les migmatites icartiennes Sa trace se discerne sur le détail de l'orthophotographie réalisée par drone à cet endroit (Figure 3. 5). Cependant, aucun indice de déformation récente n'a été détecté sur le terrain le long de cet accident.

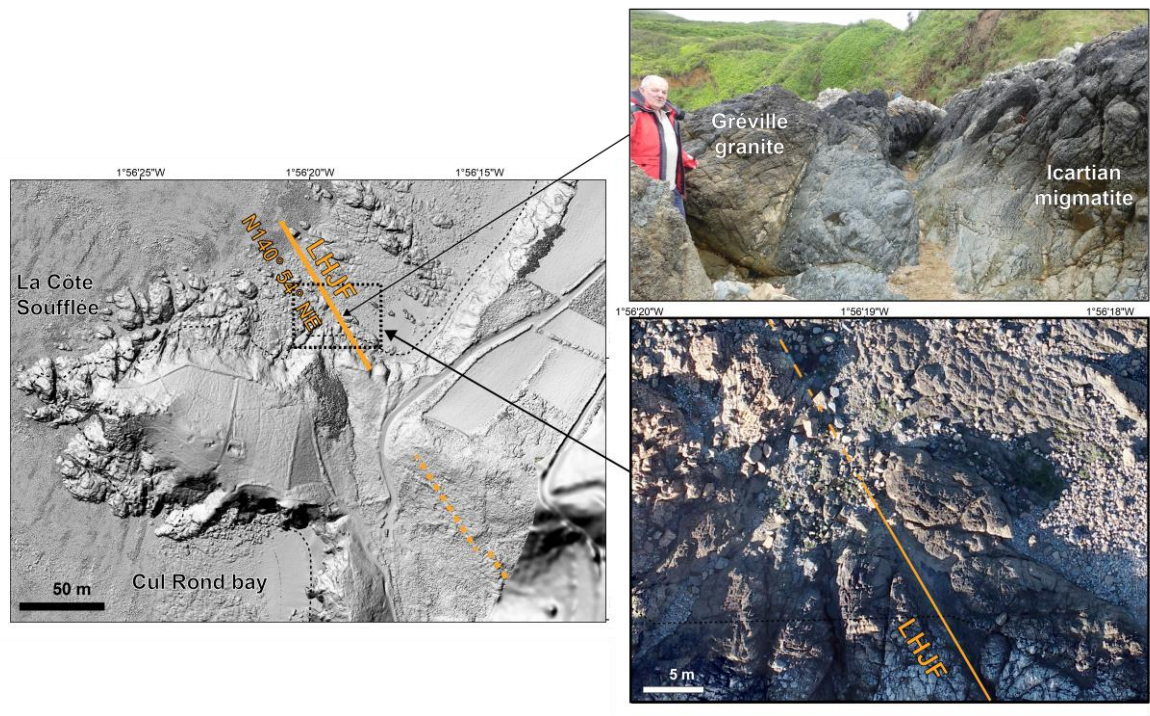


Figure 3. 5: Hillshade du MNT des données LiDAR acquises lors de la campagne CHERBOURG (CNAM/Intechmer, 2022) à une résolution planimétrique de 10 cm au sud de la baie de Moncaneval, montrant la trace de la Faille de La Hague Jobourg Fault (LHJF) en trait orange. Cet accident est visible sur la mosaïque de l'orthophotographie, affectant les migmatites icartiennes et les granitoïdes de Gréville.

(2) Au Sud-Est de la baie d'Ecalgrain, le long de l'autre flanc des granitoïdes, entre la baie de Fontenelles et la baie des Moulinets, affleure la diorite quartzite des Moulinets et les granitoïdes cadomiens de Thiébot, révélant un accident remarquable à l'affleurement (Figure 3. 6). Cet accident N115°E-75°N semble se prolonger sur 500 m au niveau du platier de la baie de Fontenelles. Il se caractérise par la présence d'injections de filons acides de couleur rose à proximité du plan de faille. Là encore, nous n'avons détecté aucun indice évident de déformation cassante récente (en 2021). Cependant, la localisation précise du séisme du 28/02/2022 positionne ce segment de faille comme potentiellement actif, d'autant qu'il présente un pendage nord (Figure 3. 6).

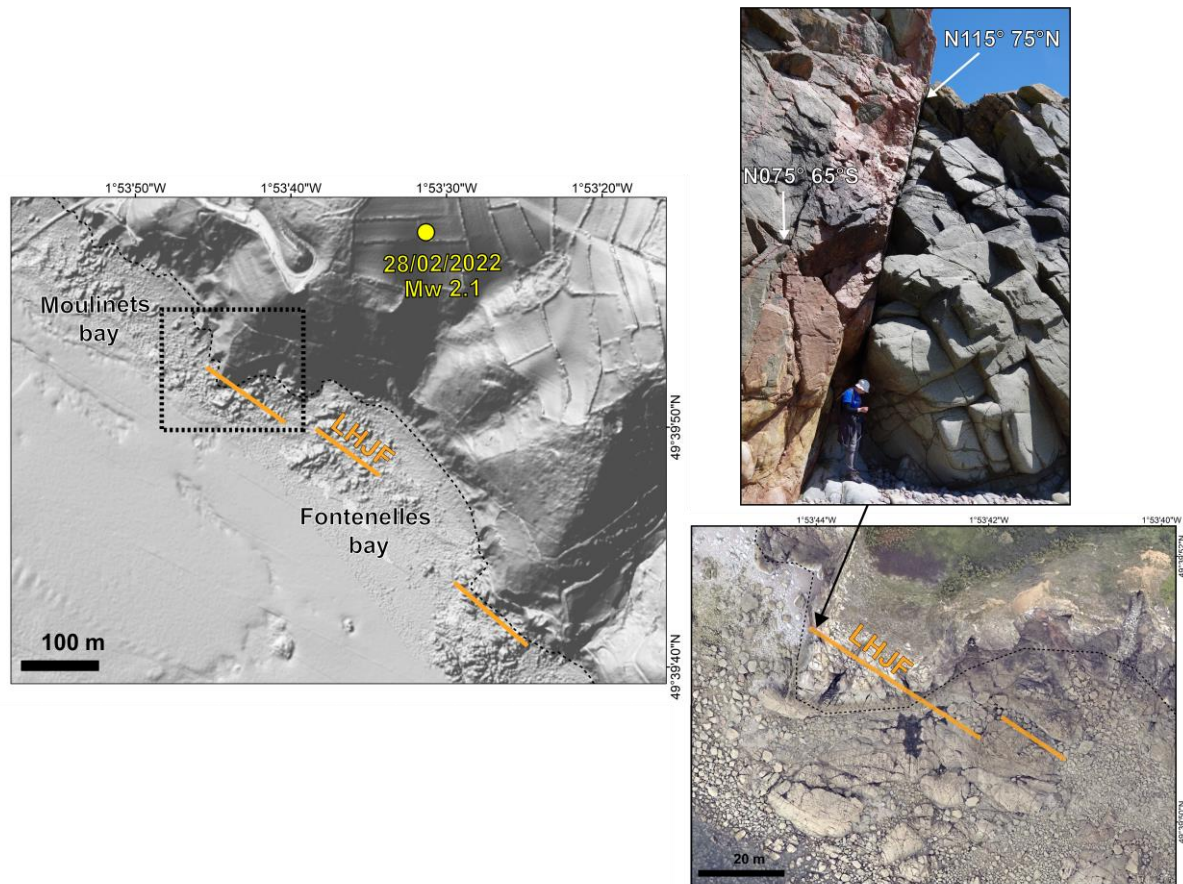


Figure 3. 6 : Plateforme littorale de la baie des Moulinets et des Fontenelles. Trace de la Faille de La Hague Jobourg Fault (LHJF) en trait orange sur le platier rocheux de la, localisée sur le Hillshade du MNT terre-mer compilé dans le cadre de notre étude, ainsi que sur l'orthophotographie de détail (SHOM et ROLNP, 2020). En cercle jaune l'épicentre d'un séisme récemment localisé, de magnitude du moment Mw 2.1 et d'une profondeur de 8 km. La photo de terrain montre le plan de faille de la LHJF (N115°-75N) recoupé par une autre faille normale.

(3) Dans le prolongement sud-est des segments ci-dessus, il est possible de mettre en évidence, dans la Mare aux Marchands, au pied de la descente d'Herquemoulin, un système de failles avec un accident majeur de direction NW-SE. Ce décrochement affecte les unités du Cambrien inférieur (unités des grès feldspathiques) ainsi que les unités de l'Ordovicien inférieur. Il montre un jeu probablement senestre, du fait du décalage des unités ordoviciennes par rapport au Cambrien, mais sa trace ne peut pas être indiquée avec exactitude en raison du recouvrement par des sables actuels. Cet accident peut être attribué à l'extrémité la plus orientale de la faille (LHJF), mais là encore nous n'avons pas d'éléments pour affirmer une déformation récente (Figure 3. 6).

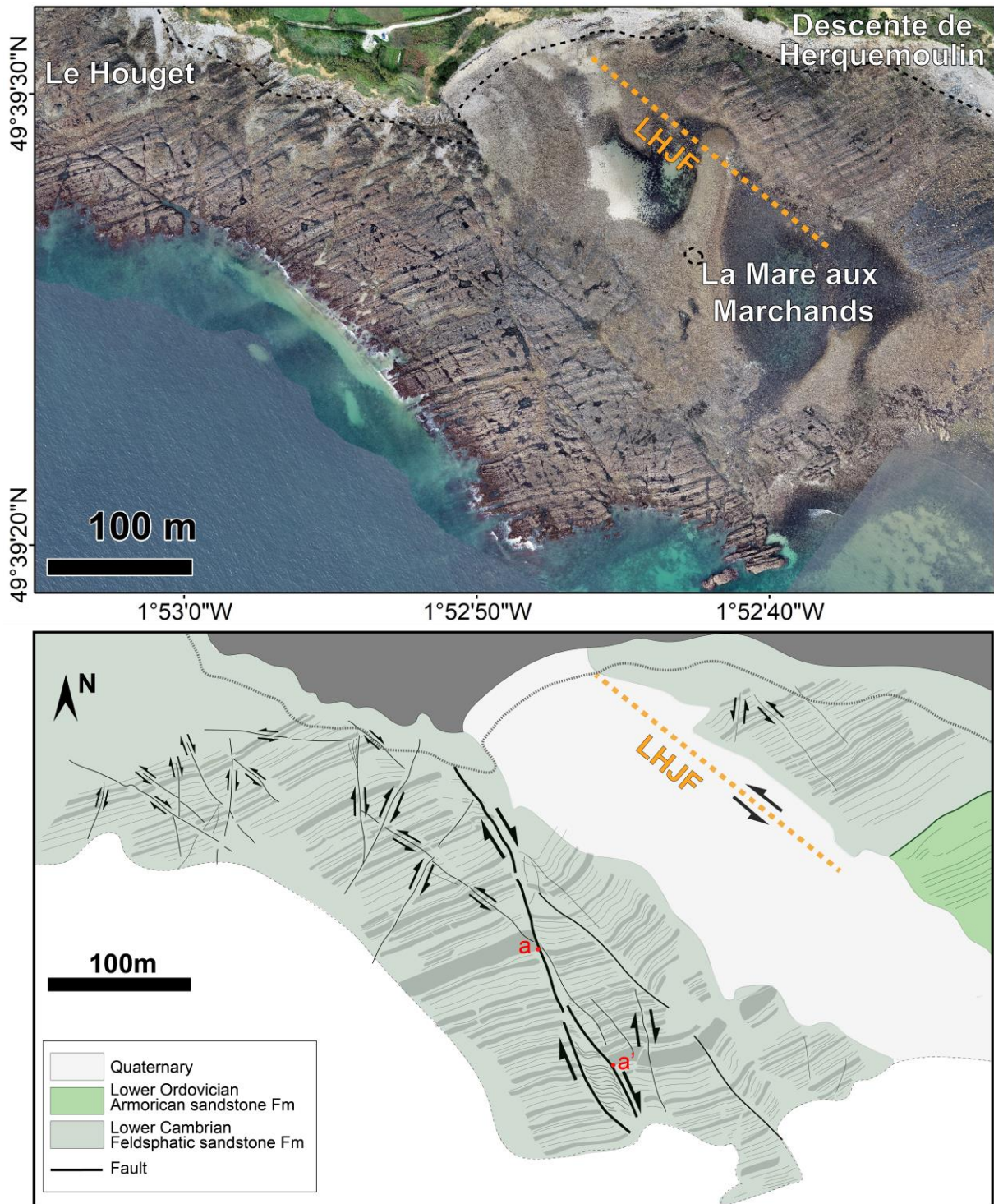


Figure 3. 7 : Plateforme littorale de la baie d'Herquemoulin (Est du Nez de Jobourg). L'orthophotographie acquise par drone durant la campagne CHERBOURG (CNAM/Intechmer, 2022) révèle un système de failles principal en décrochement affectant les unités cambro-ordoviциennes dont LHJF (La Hague Jobourg Fault), ainsi qu'un système de faille N150°-160°E en décrochement dextre, associé à des réseaux de failles secondaires conjuguées : La Faille d'Herquemoulin.

Cependant, l'interprétation structurale de l'orthophotographie du platier (donnée de la campagne de CHERBOURG, 2022) révèle un autre système de failles majeures (décrochements) associé, de direction N160°E, avec un mouvement dextre avec un rejet horizontal de 100 m, affectant les grès feldspathiques du Cambrien inférieur. Dans le Massif Nord-Armoricain, ces directions sont généralement attribuées à l'ouverture de l'Atlantique central au Permo-Trias (Vignerresse, 1988)

L'observation de la plateforme littorale en baie de Moncaneval, au front des granitoïdes de Jobourg (Figure 3. 7) montre le même type d'accident ductile d'orientation N150°E-160°E en décrochement dextre. Localement, il est surmonté d'une faille normale de même direction dans son prolongement en falaise affectant le granitoïde cadomien de Thiébot. Le décrochement dextre a été défini comme la zone de faille de Moncaneval (MFZ) et se prolonge nettement en mer, comme observé sur les données topo-bathymétriques compilées dans le cadre de cette étude (Figure 3. 7 A). Cette zone de cisaillement N150°E tardi-varisque montre ainsi une réactivation en faille normale plus récente (Figure 3. 7 C) .

2.5 Résumé

La famille d'accidents NW-SE orientée N110°-N140°E, qui se présente sous forme de segments en relais selon un jeu en décrochement senestre semble correspondre à la faille de La Hague Jobourg (LHJF). Cependant, nous ne pouvons pas affirmer une activité récente ou même Plio-Quaternaire sur la base des données de terrain seules. Par contre, le récent séisme de 2022 localisé à proximité d'un de ces segments permet de penser que de tels indices seraient à rechercher dans les dépôts de loess bordant ces reliefs.

Les observations de terrain le long de la pointe de Jobourg ont cependant permis de détecter un autre système de faille, caractérisé par une déformation ductile affectant des formations icartiennes, cambriennes et ordoviciennes en baie de Herquemoulin et de Moncaneval. Il s'agit de décrochements dextres N150°-160°E, dont l'un (la zone de fracture de Moncaneval) présente une nette continuité en mer. En zone onshore, la MFZ montre également un jeu normal (comportement cassant) visible sur le pan de falaise vertical la surmontant, ce qui témoigne d'un double jeu pouvant l'affecter. Par contre, ces décrochements ne montrent pas non plus d'indices de déformation Plio-Quaternaire sur le terrain.

Ces deux systèmes de failles illustrent la nécessité de réaliser un gros effort de cartographie sur la partie offshore, où les nouvelles données bathymétriques haute résolution et sismique très haute résolution pourront apporter un éclairage sur la géologie et les structures associées.

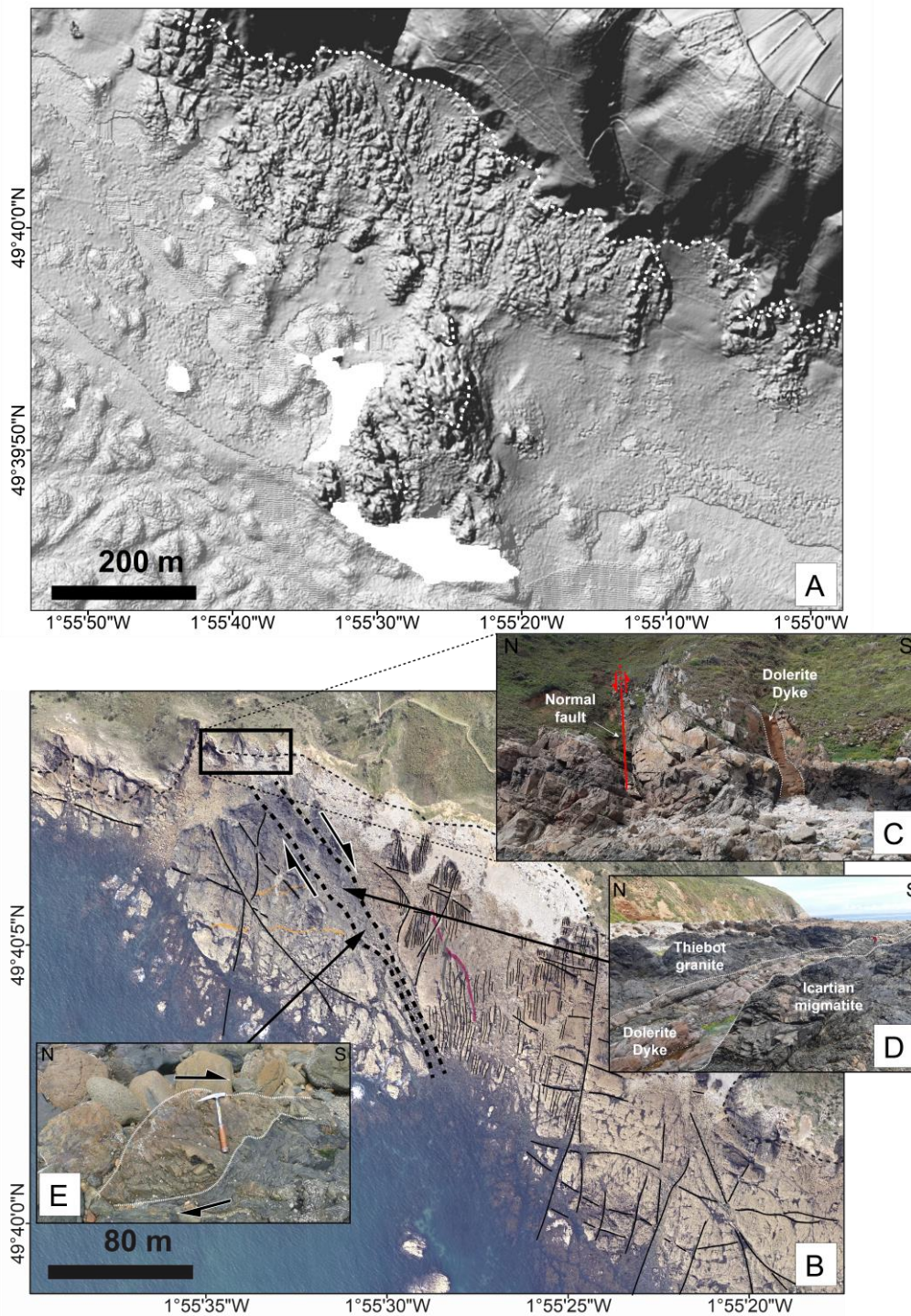


Figure 3. 8 : Plateforme littorale de la baie de Moncaneval (Est du cap de Jobourg). (A) Ombrage du MNT issue de la compilation des données topo-bathymétriques haute résolution (Litto 3D, campagne BATAGUE (Bailly Du Bois, 2008 et 2010)) à un azimut de 315° et une exagération verticale de 10. (B) L'orthophotographie ROL (2020). Repérage de la zone de cisaillement de Moncaneval Fault Zone (MFZ). Le contact entre les granites cadomiens (complexe de Thiebot) et les migmatites icartiennes. (B) Observations structurales sur le terrain à Moncaneval dans la falaise montrant la faille normale et la prolongation du dyke doléritique dans la continuité de la zone de cisaillement. (C) Photo de terrain montrant la zone centrale intrudée par le dyke doléritique. (D) Présence de structures en sigmoïde dans la zone centrale montrant un sens de mouvement dextre.

3. L'histoire post-varisque du NW Cotentin, dans le cadre structural de la Manche. De nouvelles perspectives à partir de données géophysiques offshore haute-résolution

Cette analyse consiste à décrire précisément (et en particulier offshore) les contacts entre le socle, les séries post-orogéniques et les séries post-orogéniques afin de discuter de la manière dont ce puzzle géologique polyphasé a pu contrôler et guider le remplissage de bassins sédimentaires et les déformations tectoniques. Nous cherchons aussi à évaluer comment les accidents majeurs identifiés peuvent être réactivés pendant la période méso-cénozoïque. Les nouvelles données bathymétriques haute résolution acquises, calibrées par des observations sur le terrain et complétées par de nouveaux profils de réflexion sismique haute résolution, ont conduit à l'élaboration d'un MNT terre-mer, fournissant un nouveau modèle géologique offshore-onshore de la région de La Hague qui offre des réponses à ces questions

Résumé

Ce travail est consacré à l'histoire structurale post-varisque d'une région unique en Europe occidentale, à savoir la péninsule du Cotentin. Cette région a enregistré une évolution géologique de plus de 2 milliards d'années, comprenant quatre événements compressifs successifs incluant trois phases orogéniques. L'accent est mis sur l'agencement structural de la zone offshore à l'ouest des unités icartiennes/cadomiennes/varisques du cap de la Hague. Des données bathymétriques haute résolution (LiDAR et sondeurs) ont permis de (i) établir un Modèle Numérique de Terrain régional et (ii) discriminer le socle et les séries méso-cénozoïques à partir de leurs fabriques structurales respectives. Des données structurales supplémentaires concernant la structure profonde de la couverture sédimentaire sont fournies par de nouveaux profils de sismique réflexion haute résolution. En combinant nos nouveaux résultats, nous mettons en évidence le rôle des failles (probablement héritées) de différentes directions issues des phases post-orogéniques détaillées précédemment lors (i) du développement des bassins sédimentaires jurassiques (N110°E) et Crétacé supérieur à Eocène (N160°E et N60°E) et (ii) de leur inversion ultérieure post-Eocène. Le rôle d'une faille majeure orientée N160°E (la faille offshore de la Hague) est documenté pendant l'événement extensif du Crétacé supérieur, tandis que la compression post-Eocène s'exprime principalement par (i) le plissement redressé des séries jurassiques et (ii) la réactivation en décrochement dextre de deux failles orientées N100°E, recoupant les séries éocènes dans un contexte transpressif. Enfin, les séries déformées ont été profondément incisées et recouvertes de manière discordante par des dépôts fluvio-glaciaires plio-quadernaires. Les principaux événements structuraux (extension et compression) ayant affecté la zone du Cotentin onshore/offshore depuis la fin de l'ère Varisque sont ensuite discutés dans le cadre géodynamique élargi de la Manche (English Channel).

The post-Variscan structural history of NW Cotentin (NW France) in the English Channel framework. New insights from offshore high-resolution geophysical data

Tassadit Kaci¹, Bernard Le Gall², Anne Duperret^{1*}, David Graindorge², Stephane Baize³, Yann Méar⁴

1. UMR 6294 LOMC, CNRS, Université Le Havre Normandie, Le Havre

2. UMR 6538 Geo-Ocean, CNRS, Ifremer, UBO, UBS, Plouzané

3. IRSN, Fontenay-aux-Roses

4. UNICAEN, LUSAC EA4253 et CNAM-INTECHMER, Cherbourg-en-Cotentin

* corresponding author

Highlights

- Geophysical records reveal the structure of the substratum of NW Cotentin
- Inherited faults controlled Meso-Cenozoic basinal and compressional processes
- Post-Eocene compression is post-dated by Plio-Quaternary fluvio-glacial sediments
- A dense gully pattern incised the strained substratum in recent times
- Potential seismically-active faults are hypothesized

Abstract:

Our work is devoted to the post-Variscan structural history of a unique area in Western Europe, i.e. the Cotentin Peninsula which recorded a >2Ga-lasting geological evolution, characterized by four successive compressive events including three orogenic phases. Emphasis is put on the structural arrangement of the offshore area in the western extent of Icartian, Cadomian and Variscan terrains of the La Hague cape *sensu lato*. High-resolution bathymetric data (LiDAR and echosounder) provide clues for (i) establishing a regional Digital Elevation Model and (ii) discriminating distinct basement and Meso-Cenozoic series from their respective structural fabric patterns. Additional structural data about the deep structure of the sedimentary cover are supplied by newly-acquired reflection seismic profiles. Combining our new results allows to emphasize the role of variously-trending (probably inherited) fault patterns during the post-orogenic phases previously mentioned, with (i) the development of Jurassic (N110°E) and Upper Cretaceous/Eocene (N160°E and N50°E) sedimentary basins and (ii) their subsequent inversion in post-Eocene times. The key-role of a major N160°E-oriented fault (the La Hague offshore fault) is documented during the Upper Cretaceous extensional event, whereas the post-Eocene compression is chiefly expressed by (i) upright folding in the Jurassic series and (ii) the dextral

reactivation of two N100°E faults, cutting up to Eocene series, in a transpressional context. Lastly, the strained series were deeply incised and unconformably overlain by Plio-Quaternary fluvio-glacial deposits. The main structural events experienced in the onshore and offshore Cotentin area since late Variscan times are then discussed in the enlarged geodynamical setting of the English Channel.

Keywords

Offshore Cotentin, Bathymetric and seismic records, Variscan inherited faults, Post-Eocene basin inversion, Recent incision processes, Potential seismically-active faults

1. Introduction

In the framework of the European geological context, the Cotentin Peninsula (CP) provides the unique opportunity to address a > 2 Ga-lasted geological history, starting from Archean times up to present-day. This includes the development of three orogens, namely the Icartian (2.2-1.8 Ga), Cadomian (650-540 Ma) and Variscan (360-258 Ma) orogenic phases, separated by basin opening phases (Figs. 1a, b). The resulting intricate pattern has been previously studied inland, especially about the Cadomian and Variscan basements (Chantraine et al., 1994; Dissler et al., 1988, 1988; Dissler and Gresselin, 1988; Dupret et al., 1990; Graindor, 1998). It has also been assessed that a number of individual Meso-Cenozoic basins (e.g. Carentan, Ecréhou) are bounded by reactivated Cadomian (N70°-80°E) and Variscan (N20°-40°E and N130°-150°E) faults (Fig. 1b) (Aubry, 1982; Baize et al., 1998; Evans, 1990; Pareyn and L'Homer, 1989; Ziegler, 1990). Some of these faults might have remained active during the Quaternary (Baize, 1998; Baize et al., 1997; Lagarde et al., 2000; Pareyn, 1980; Vernhet et al., 1999; Vignerresse, 1988). Vertical movements are also recorded by Pleistocene marine terraces at the La Hague Cape, north of the CP (Baize, 1998; Coutard et al., 2006; Pedoja et al., 2018). However, most of the Meso-Cenozoic records resulting in extensional basin development and subsequent inversion in the English Channel offshore template (Bitri et al., 2001; Bois et al., 1991; Fourniguet, 1987; Lagarde et al., 2003; Le Roy et al., 2011; Ziegler, 1987), is yet poorly documented in the offshore CP area *sensu lato* (Chantraine et al., 2003).

Chapitre III Analyse structurale terre-mer du Nord-Ouest Cotentin

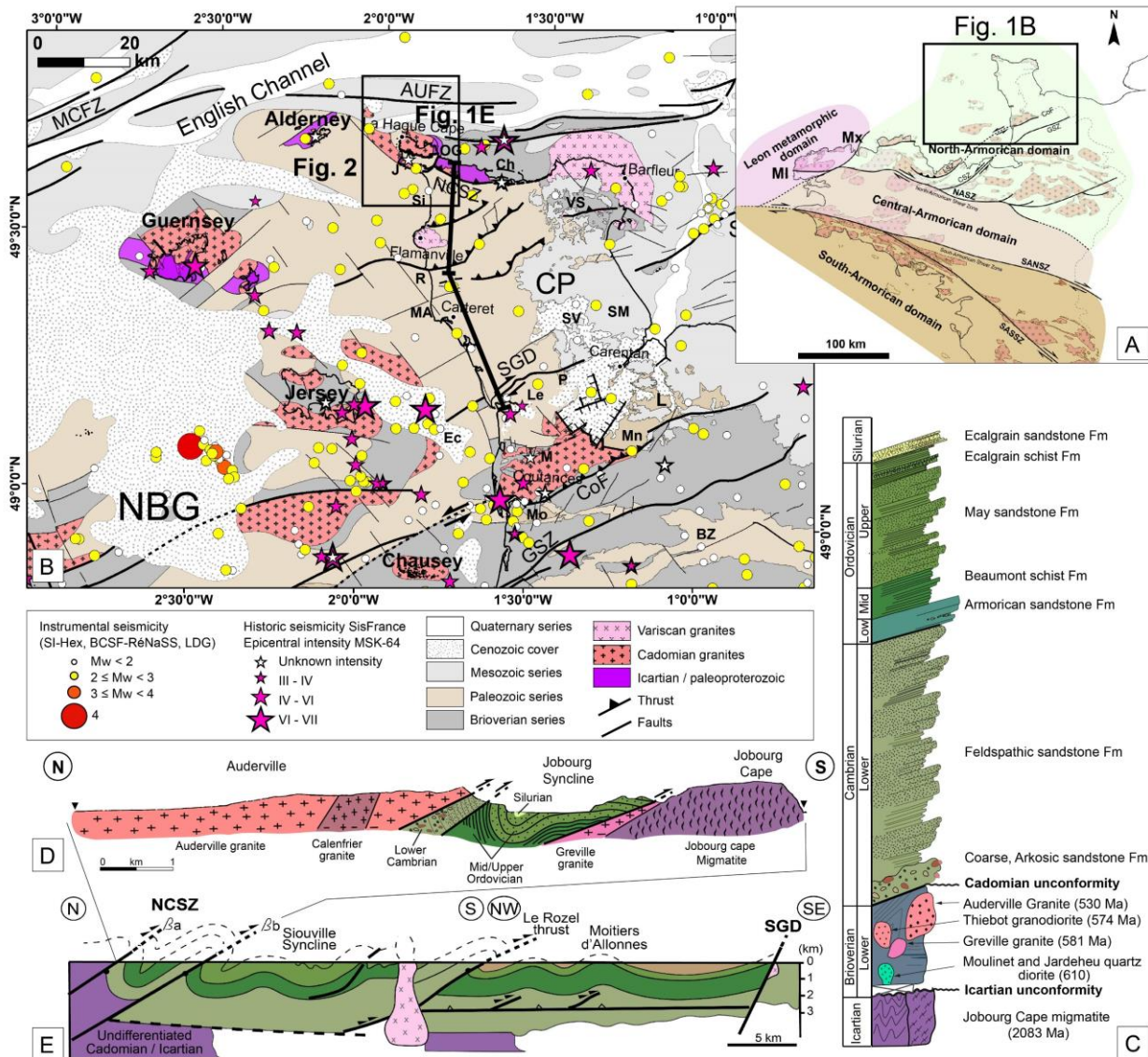


Figure 1: Geological units in the Cotentin peninsula (CP). (A) Sketch structural map of the Armorican Variscan belt, adapted from Ballèvre (2009). Mx: Morlaix; MI: Molène Achipelago; NASZ: North Armorican Shear Zone; SASZ: South Armorican Shear Zone; SANSZ: South Armorican North Shear Zone; SASSZ: South Armorican South Shear Zone. (B) Simplified geological map of the Normano-Breton Gulf and the CP, adapted from Chantraine et al. (2003). Instrumental seismicity is shown from 1962 to 2023 (Cara et al., 2015) for 1962-2009 and unified catalog (LDG, BCSF-RéNaSS) for 2010-2023), colored circles indicate earthquake magnitudes Mw. Historical seismicity between 1091 and 1962 (SisFrance Catalog (www.sisfrance.net)), Colored stars indicate epicentral intensity I0 MSK-64. AUFZ: Aurigny Ushant Fault Zone, BZ: Bocaine Zone, Ch: Cherbourg, CoF: Coutances Fault, CP: Cotentin Peninsula, Ec: Ecrehou basin, GSZ: Granville Shear Zone, J: Jobourg syncline, Le: Lessay basin, L: Littry Basin, MA: Moitiers d'Allonnes anticline, MCFZ: Mid-Channel Fault Zone, Mn: Sainteny-Marchésieux, M: Montsurvent, Mo: Montmartin syncline, NBG: Normano-Breton Gulf, NCSZ: North Cotentin Shear Zone; , OG: Omonville-Gréville, P: Le Plessis basin, R: Rozel, Si: Siouville syncline, SGD: Saint-Germain-sur-Ay Discontinuity, SM: Sainte-Mère-Eglise, SV: St-Sauveur-le-Vicomte basin, VS: Val-de-Saire. (C) Lithostratigraphic column of the North Cotentin series, as established at Ecalgrain Bay and (D) Structural cross-section from La Hague to Jobourg capes, adapted from Graindor (1998). (E) Structural cross-section showing the tectonic style of the Variscan deformation in the North Cotentin fold-and-thrust belt, modified from Le Gall et al. (2021).

The aim of our study is to complete the existing tectonic models applied to the CP area by focusing on its onshore-offshore NW part. Our work is based on a land-sea approach which combines recent geophysical records acquired offshore, including high-resolution bathymetry from multibeam echosounder and LiDAR data, high resolution seismic reflection profiles, further correlated with onshore geology and offshore dated rock samples. That finally leads us to elaborate a 17 x 23 km² land-sea digital elevation model (DEM) and a new related geological map which both reveal first-order basin and fault structures. Emphasis is put on the role of structural inheritance during initiation and development of post-Variscan offshore basins and the various tectonic styles expressed during their subsequent inversion. The proposed tectonic framework also supplies new constraints for a better understanding of the seismotectonic activity in the CP area.

2. Geodynamic and geological settings

2.1 Icartian and Cadomian basement

Icartian series are dominated by ca 2.0 Ga-old metamorphic rocks extending along a NE-SW oriented belt from Guernsey to the CP (Fig. 1b). In the CP studied area, they chiefly occur in the Jobourg cape (Auvray et al., 1979; Chantraine et al., 2001). Brioverian series include low-grade metamorphic volcanic and terrigenous rocks extensively present in the Normano-Breton Gulf (NBG) especially south of the Coutances Fault (CoF), and in the northern hangingwall block of the North Cotentin Shear Zone (NCSZ, Fig. 1b) (Chantraine et al., 1994; Chantraine et al., 2001). The Cadomian deformation is chiefly expressed by an ENE-WSW sinistral shear zone pattern including the Granville (GSZ) and Coutances (CoF) structures (Fig. 1b). Further west, the SWAT and ARMOR deep seismic reflection profiles show the crustal geometry of Cadomian structures as NW-dipping thrusts merging into a basal sole thrust at ~20 km depth, on top of the layered lower crust (Bois et al., 1991; Bitri et al., 2001). A last Cadomian event is marked by the intrusion of 580-470-old granites (Auderville, Gréville and Thiebot) (Inglis et al., 2005; Jonin and Vidal, 1975) on both sides of the La Hague Cape (Figs. 1b, c, e).

2.2 Paleozoic series and Variscan deformation

The overlying Paleozoic metasedimentary series (Lower Cambrian up to Devonian: Fig. 1c) were initially deposited in a 80 x 80 km² basin encompassing the western part of the CP and most of the NBG. At that stage, the Saint-Germain-sur-Ay discontinuity (SGD) behaved as a major basin bounding structure (Fig. 1b) (Le Gall et al., 2021). Carboniferous deposits were spatially restricted to the discrete Montmartin basin (Mo). The Variscan deformation resulted in a thin-skinned fold-and-thrust belt involving large wavelength folds (Siouville (Si) and Jobourg (Jo)

synclines) and southerly-directed thrusts (NCSZ, Fig. 1d) (Dissler, 1987; Dissler et al., 1988; Dupret et al., 1990; Gresselin, 1990). Variscan strain dies out south of the SGD, which thus likely acted as a fold/cleavage front (Le Gall et al., 2001). The CP basement area is thus partitioned into two domains involving: (i) a mobile Variscan belt to the north, superimposed on a previous Paleozoic (Ordovico/Devonian) basinal domain and (ii) a stable domain to the south which encompasses the discrete and nearly unstrained Montmartin (Mo) Carboniferous basin and the moderately strained Bocaine Zone (BZ) (Le Gall et al., 2021).

The best evidence of Variscan overprint in the CP are: (i) the reverse reactivation of Cadomian shear zones as thrusts (GSZ and CoF), combined to a sinistral strike-slip component (CoF) (Doré et al., 1988) and (ii) the rejuvenation of the SGD as a dextral fault (Doré et al., 1978). These events occurred contemporaneously with the emplacement of the Flamanville and Barfleur granites at 318 ± 1.5 Ma (U/Pb zircon; Martin et al., 2018).

2.3 Post-Variscan history

The first post-Variscan sedimentary series were deposited in discrete Permo-Carboniferous limnic basins (Plessis (P) and Molay-Littry (L) ; Fig 1b.). A more extensive Meso-Cenozoic sedimentary cover accumulated over a large part of the region surrounding the CP. In the English Channel, extensional tectonics was principally accommodated by SW/NE-trending regional fault structures in Upper Jurassic-Lower Cretaceous times (e.g. Mid-Channel Fault Zone (MCFZ) in Fig. 1b; Ziegler et al., 1979; Le Roy et al., 2011). Later on, some of these Meso-Cenozoic basins (e.g. Portland-Wight-Bray and Weald anticlines) recorded the effect of a N-S (then NW-SE) compression, in response to the Eurasia-Africa convergence (Whittaker, 1985; Lake and Karner, 1987; Mascle and Cazes, 1987; Ziegler, 1990; Hamblin et al., 1992; Chadwick, 1993; Ziegler et al., 1995; Vandycke and Bergerat, 2001). The basin inversion process operated *via* successive pulses starting at 40-39 Ma (Upper Eocene; Pyrenean phase) until 23.8 Ma during the Late Oligocene Pyrenean and Alpine orogens (Bevan and Hancock, 1986; Ziegler et al., 1995; Thinon et al., 2001). The Cenozoic compression also led to the reactivation of regional-scale N130°-150°E (Kerforne, KF) and E-W/NE-SW fault systems (Le Roy et al., 2011; Raimbault et al., 2018; Van Vliet-Lanoë et al., 2004). These compressive events alternated with relaxation phases and were also accompanied by regional-scale uplift of the Armorican Massif as a whole (Bessin et al., 2015; Bonnet et al., 2000). In the studied area, that resulted in weathering and erosion of the CP and surrounding areas, whereas coastal deposits accumulated in several small basins in the central Cotentin area during transgression phases (Baize, 1998; Dugué et al., 2009; Klein, 1990). Later on, Plio-Pleistocene series were deposited in three discrete fault-bounded inland basins (Sainteny-Marchésieux (M), Lessay (Le), Saint Sauveur-le-Vicomte (SV)) and probably in the offshore

Ecrehou basin (Baize, 1998), controlled by reactivated N20°E, N70°E and N120°E faults (Fig. 1b). Conversely, the northern part of the CP recorded a continuous uplift, estimated at 0.01-0.07mm/yr from the staircase arrangement of Plio-Pleistocene marine terraces (Baize, 1998; Coutard et al., 2006; Pedoja et al., 2018).

3. Methodology

The offshore CP geomorphological and geological patterns were relatively poorly known until the recent high-resolution bathymetry compilation of Furgerot et al. (2019). Our land-sea structural approach, based on the following data, leads us to improve the knowledge of the polyphased tectonic history recorded by this area since Variscan times.

3.1 Topo-bathymetry data

A continuous land-sea DEM of the CP area has been compiled by merging various available high-resolution topographic and bathymetric data, completed with local high-resolution orthophotos acquired during this work in the shore area (Fig. 2b).

Bathymetry data, acquired by the SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine), combine single-beam sounder records (resolution from 20 to 100m) and multibeam echosounder data collected between 2005 and 2017 (resolution up to 1m). Additional high-resolution coastal bathymetry acquired by interferometric echosounders onboard the R/V Haliotis (IFREMER) west of La Hague (BATHAGUE cruises, Bailly du Bois, 2010) and north of La Hague (COCOTEC cruise, Duperret, 2019) are also included in the study (Fig. 2b). Interferometric data reached a planar resolution of 1 m, after processing based on the GLOBE software (IFREMER). The ca. 2 km-wide coastal fringe is covered by a continuous and high-resolution land-sea altimetry database obtained between 2016 and 2020 during LiDAR (airborne laser) surveys in the framework of the Litto3D project conducted by the SHOM, IGN (Institut National de l'Information Géographique et Forestière) and ROL (Réseau d'Observation du Littoral de Normandie et des Hauts-de-France). LiDAR records have been merged locally with onboard vessel multi-beam echosounder (SMF) along the shoreline to produce a continuous mapping of the coast. Litto3D data combined the shallow-water bathymetry with coastal topographic data with 2 m map resolution and 50 cm elevation resolution.

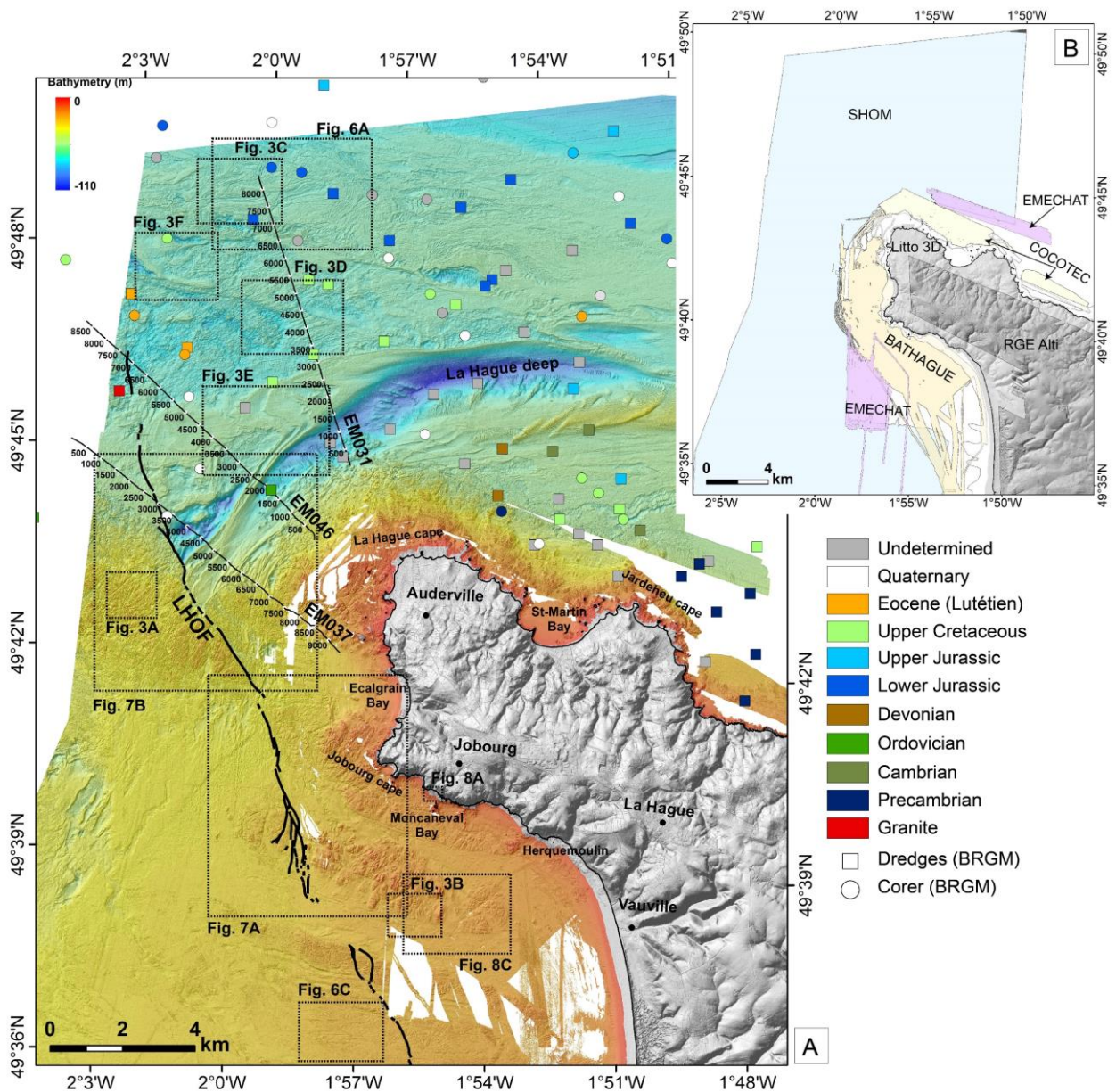


Figure 2 : Onshore/offshore dataset used in this study. (A) Land-Sea Digital Elevation Model of the NW Cotentin area compiling high-resolution bathymetric records. Details are shown on Figs. 3, 6, 5, 7, and 8. The location of (i) the EMECHAT seismic profiles EM031, EM037, EM046 and (ii) the BRGM marine sample database (colored rectangles and circles) is shown. (B) Inset showing the location of the onshore and offshore dataset used in this work. See text for details.

Onshore and coastal topographic data are extracted from the IGN altimetric database RGE Alt (Référentiel Géographique à Grande Echelle) that present a planimetric resolution of 1m. The coastal boundary between land and sea is referred to as a continuous line named TCH (Trait de côte Histolitt), defined as the maximal high-water level reached during an astronomical spring tide (labelled 120), in normal meteorological conditions. The IGN 69 French altimetric system is used as a base for the common elevation scale in the DEM. The difference between the terrestrial zero (IGN 69) and the local Hydrographic Zero (ZH) is found for the closest referenced SHOM

harbour station (Goury) at 4.827m. All bathymetry data have been corrected with this value using ArcGIS software. Finally, a static - 0,3m correction of bathymetric data is required to compensate for mean sea-level variation associated with the average tidal currents in the Alderney Race (Fig. 2a ; Bailly du Bois et al., 2020). The resulting land-sea DEM of NW Cotentin is referenced in the Lambert-93 projection system associated with the geodetic system RGF 93. The newly-acquired DEM of La Hague Cape, harmonized using the ArcGIS software, covers a 387 km² surface with a mean resolution of 1-2m (Fig. 2a). The imagery of the DEM is improved using the hillshade treatment in ArcGIS with illumination sources combining two perpendicular azimuths (45° and 315°) and a constant tilt of 45° (Fig. 2a).

3.2 Seismic reflection data

The high-resolution seismic reflection data (HR-sparker) used in the study have been acquired in shallow-water environments during the EMECHAT scientific cruise conducted in June 2022 onboard R/V Côtes de la Manche (IFREMER) (Graindorge, 2022). A total length of 728 km of HR seismic lines has been recorded across the NW Cotentin platform of the English Channel, roughly between Cherbourg and Vauville Bay (Fig. 2), using: (i) a sparker source with a power of 250 to 750 Joules and a sampling frequency of 10 kHz and (ii) the IFREMER Multi-Trace shallow water streamer (GEO Marine Survey Systems©), called THR 150 m, with 24 traces (1m-spaced) and 24 traces (2m-spaced). Positioning was obtained using GNSS (Global Navigation Satellite System) with meter-scale resolution. The seismic data were first processed on board using home made MATLAB codes and IFREMER SolidQC© software. On board processing includes basic seismic treatments: (i) integrity of SEGY data, (ii) single trace edition, (iii) geometry (source, receiver) check, sparker and streamer drift evaluation, (iv) signature evaluation and check, noise evaluation, (v) check and processing of navigation, (vi) computation of sources and receiver positions in a seismic line framework, streamer and source drift correction, (vii) raw SEGY creation including all shots and channels corrected and positioned in the seismic line reference frame, (viii) binning of seismic data (equivalent to CDP gathering but using real sources and receivers positions), and (ix) stacking of seismic data at constant velocity ~1500 m/s in order to obtain the first processed seismic line. This first processing sequence provides structural images down to ca. -100 m below sea-floor. A future laboratory processing sequence will significantly improve the images obtained with this first stack.

The laboratory sequence includes three main steps: (i) calculation of the semblance every one hundred bins, (ii) two successive velocity analyses in order to determine RMS (Root Mean Square) velocities, and (iii) stacking using pre-determined RMS velocities. This sequence helps to enhance the amplitude of reflectors in time depth, and to reduce significantly the amplitude of the

multiples. All the processed lines have then been corrected from the tide effect, which is particularly strong in this part of the English Channel. Lastly, seismic lines have been incorporated in the Kingdom (S&P Global) software© for a comprehensive interpretation respecting principles of seismic stratigraphy. Three EMECHAT seismic profiles (EM031, EM037, EM046) are selected and shown in this paper for their relevance (Fig. 5).

3.3 Local orthophotography of the shore platform

Uninhabited Aerial Vehicle (UAV) imagery has been acquired at low tide in a specific coastal site, i.e. the Moncaneval bay (Fig. 2a) which shew structural interests during field works. The UAV (DJI matrice 300 RTK) was equipped with a DJI Zenmuse L1 LiDAR sensor. Post-processing of the image was carried out using Terrasolid UAV software, creating a very high-resolution ortho-mosaic (1 cm in planimetry) imported within ArcGIS 10.8.1 software for detailed interpretation.

3.4 Field structural investigations

Field investigations have been restricted to a few coastal areas which provide accurate geological constraints for a better interpretation of offshore structures identified in the DEM. Important contribution is noticeable for the understanding of the Moncaneval fault zone (Fig. 2a). During this work, striated (polyphased) fault planes have been observed in the Cadomian/Variscan basement material. However, we have decided not to interpret these brittle structures in terms of paleo-stresses because of the long-lasting faulting history experienced by the North Armorican Domain since Late Variscan times up to younger (extensional and/or contractional) events and which thus results in major uncertainties in discriminating each brittle strain episode.

4. Results

Our offshore approach is principally based on the structural analysis of seafloor fabrics identified on high-resolution bathymetric data. The methods used in this work are similar to those previously applied elsewhere in the western part of the Armorican domain (Fig. 1a), i.e. in the Molène archipelago (Le Gall et al., 2014), in the Morlaix-Tregor area (Le Gall et al., 2021) and in the South Armorican Domain (Penmarc'h area) (Raimbault et al., 2018).

The morpho-bathymetric map in Fig. 2a reveals the two-fold structural arrangement of the onshore/offshore CP area under study. A southern domain, extending as far north as 49° 45', is strictly composed of pre-Mesozoic basement rocks which form a shallow marine platform with water depths < 40 m. To the NW, it is dissected and apparently offset by a prominent fault-like

structure, oriented at N160°E, the so-called La Hague Offshore Fault (LHOF). In the northern domain, extending only offshore, water depths are in the range 50-110 m. There, the morphology of the seafloor is dominated by a prominent arcuate trough-like feature, the so-called La Hague Deep (LHD) that abuts to the west against the LHOF. According to published offshore geological maps (Chantraine et al., 2003), this northern domain coincides with Meso-Cenozoic sedimentary basins. The detailed geological and structural contents of these two contrasting domains are addressed below from a thorough analysis of the seafloor fabrics, then interpreted in terms of lithostratigraphic series.

4.1 Seafloor fabrics

Texture and coarseness of the seafloor allow to discriminate distinct domains. This approach is chiefly based on: (i) the identification of units and discontinuities expressed by various types of fabrics and later interpreted as geological units and structures of magmatic, sedimentary and tectonic natures by correlations with onshore geology, (ii) the age calibration of the inferred series using the marine database provided by the French Geological Survey (BRGM, infoterre.brgm.fr), and (iii) cross-correlations with high resolution seismic data.

4.1.1 Fabric types

Six types of fabrics (labelled a-f) are recognized from specific structural attributes (Fig. 3) and located on figure 2. Whilst the magmatic, metasedimentary or sedimentary nature of the corresponding bedrock is assessed with some confidence, their attribution to specific lithostratigraphic series (and especially about the post-Variscan sedimentary material) is more disputable because of: (i) the modest amount of cored rock samples in the BRGM marine database and (ii) the relatively distant location of onshore exposures which makes difficult any direct lateral correlations. The six types of fabrics are described below from selected demonstrative examples (Fig. 3).

- *Fabric (a)*

The fabric (a) displays a very high ruggedness and is dissected by a dense pattern of fracture-like structures with random orientations (Fig. 3a). By analogy with similar offshore bedrock fabrics previously observed elsewhere in the Armorican marine platform, it is attributed to a magmatic material devoid of any ductile strain.

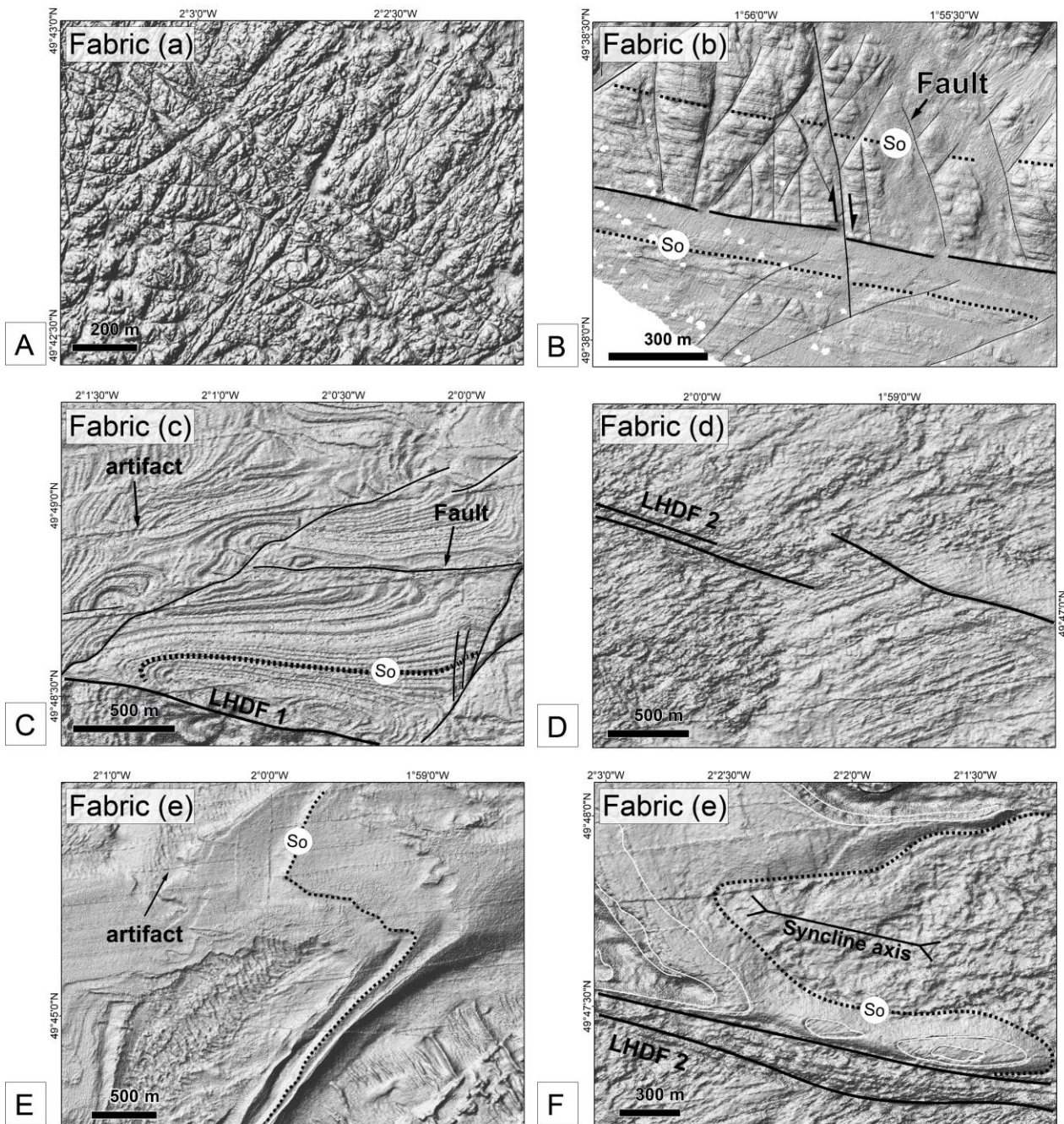


Figure 3 : Shaded relief of the various structural fabrics (a to e) identified on the seafloor west of the Cotentin peninsula from high-resolution bathymetric records. (A) A dense fracture-like network with random orientations, attributed to a granitic bedrock (fabric a); (B) Parallel and closely spaced linear structures interpreted as the trace of bedding (So) in metasedimentary strata (fabric b); (C) Regularly-spaced and folded lineations interpreted as deformed sedimentary strata (So) (fabric c); (D) Scalloped features associated to N70°E-oriented lines, all regarded as inclined sedimentary strata (fabric d); (E and F) Smooth and laterally continuous surfaces corresponding to parallel sedimentary strata (fabric e).

- *Fabric (b)*

The illustrative example of fabric (b) (Fig. 3b) is located at about 4 km west of Vauville (Fig. 2a). It displays a lower ruggedness and is dominated by a regular and parallel pattern of rather continuous and closely spaced linear structures. This structural arrangement typically

evokes a succession of sedimentary (or metasedimentary) strata (S_0) which can be further subdivided into two distinct units as a function of their different bathymetric expression: the northern unit forms a more contrasted relief, composed of a regular pattern of narrow ridges, indicating a mechanically resistant material; the southern unit is more homogeneous and displays a lower and smoother bathymetric expression suggesting a weaker material.

- *Fabric (c)*

The fabric (c) occurs in the northernmost part of the map (Fig. 2a) where it spectacularly expresses by a dense pattern of continuous and regularly spaced lineations, drawing an intricate system of km-scale fold-like structures (Fig. 3c). They are thus confidently interpreted as a thick pile of folded sedimentary strata (S_0).

- *Fabric (d)*

The fabrics (d) occur south of the fabric (c) domain in a triangle-shaped area bounded to the west by the LHOE (Fig. 2a). They correspond to a dense pattern of scalloped features associated with a system of straight lines globally oriented at N70°E (Fig. 3d). The linearity of these fabrics evokes a succession of sedimentary strata, possibly in an inclined position, which dip direction is not firmly established.

- *Fabric (e)*

The fabric (e) corresponds to very smooth and laterally continuous surfaces (Figs. 3e, f) which chiefly occur in two distinct morphostructural contexts (Fig. 2a): (i) to the south in close spatial association with the arcuate LHD feature (Fig. 3e) and (ii) further north, in a narrow fault-bounded syncline oriented at N100°E (Fig. 3f). In the two areas, the terrains corresponding to fabric (e) are locally truncated by erosion, hence revealing their 3D-structure as a succession of parallel strata of sedimentary origin (Figs. 3e, f). However, the contrasted individual strata thickness patterns in the two sedimentary packages (thinner strata in the northern area: fig. 3f), as well as their mutual structural relationships with surrounding fabrics, lead us to attribute the fabric (e) to two distinct lithostratigraphic units (Figs. 3e, f), in agreement with the age data supplied by the BRGM marine database (following section). By analogy with Plio-Quaternary series described by Lericolais (1997), the southern fabric (e) (Fig. 3e) may correspond to fluvio-glacial deposits filling up incised valleys.

- *Fabric (f)*

All the above-mentioned fabric networks are disrupted by linear discontinuities extending with a segmented (or not) trajectory over a wide range of lengths, commonly exceeding a few km's (Fig. 3). These are fault traces which are well expressed when they separate contrasting rocky

material. Their direction pattern is dominated by N40°E, N100°E and N160°E subsets. The kinematics and relative chronology of a few of them are discussed below.

4.1.2 Lithostratigraphic interpretation

Besides the faults, five fabrics identified in the NW Cotentin seafloor are tentatively interpreted in terms of rock types (and corresponding ages) from: (i) lateral correlations with rocks exposed onshore (this approach exclusively concerns the pre-Mesozoic substratum), (ii) interpreted EMECHAT seismic profiles (chiefly about the post-Variscan sedimentary cover) and (iii) lithostratigraphic records compiled in the BRGM marine database about dredged and/or cored rocks samples (Figs. 2b, 4). About the latter, emphasis has been put only on the cored rock samples, because too many uncertainties exist about the provenance of the dredged rocky material (the reader could refer to <http://geoservices.brgm.fr/geologie> for details).

Compiling these data allows us to elaborate a new geological map of the NW offshore CP area (Fig. 4). This document greatly differs from previously published maps (Chantraine et al., 2003 and references therein; Furgerot et al., 2019) by providing an improved picture of both the Cadomian/Paleozoic and Meso-Cenozoic structural patterns and also by revealing first-order tectonic structures unknown before this work and described in Section 4.2.

4.1.3 The pre-Mesozoic basement series

The fabric (a) has been attributed to magmatic material. Therefore, the only potential candidates exposed onshore are the Auderville, Thiebot and Greville Cadomian granites which similarly show a rough morphology and are further cut by a dense fracture network (Figs. 2a, 4). The interpretation of fabrics (a) as Icartian migmatites is not favoured because there is no offshore evidence of any regular and planar structures commonly displayed by these rocks.

The two sub-facies discriminated above in the fabric (b) pattern pass laterally eastwards into onshore Paleozoic meta-sedimentary rocks exposed in the Ecalgrain bay (Figs. 2a, 4). The more resistant material forming the northern offshore substratum fits the Cambrian sandstones involved in Variscan southerly-verging fold-thrust structures (Figs. 1d, e). The weaker offshore material to the south correlates with the overlying Ordovician (and eventually Silurian) schist/sandstone alternations, known to be more sensitive to erosional processes (Figs. 1c, e). These strained series are also involved in similar Variscan compressional structures.

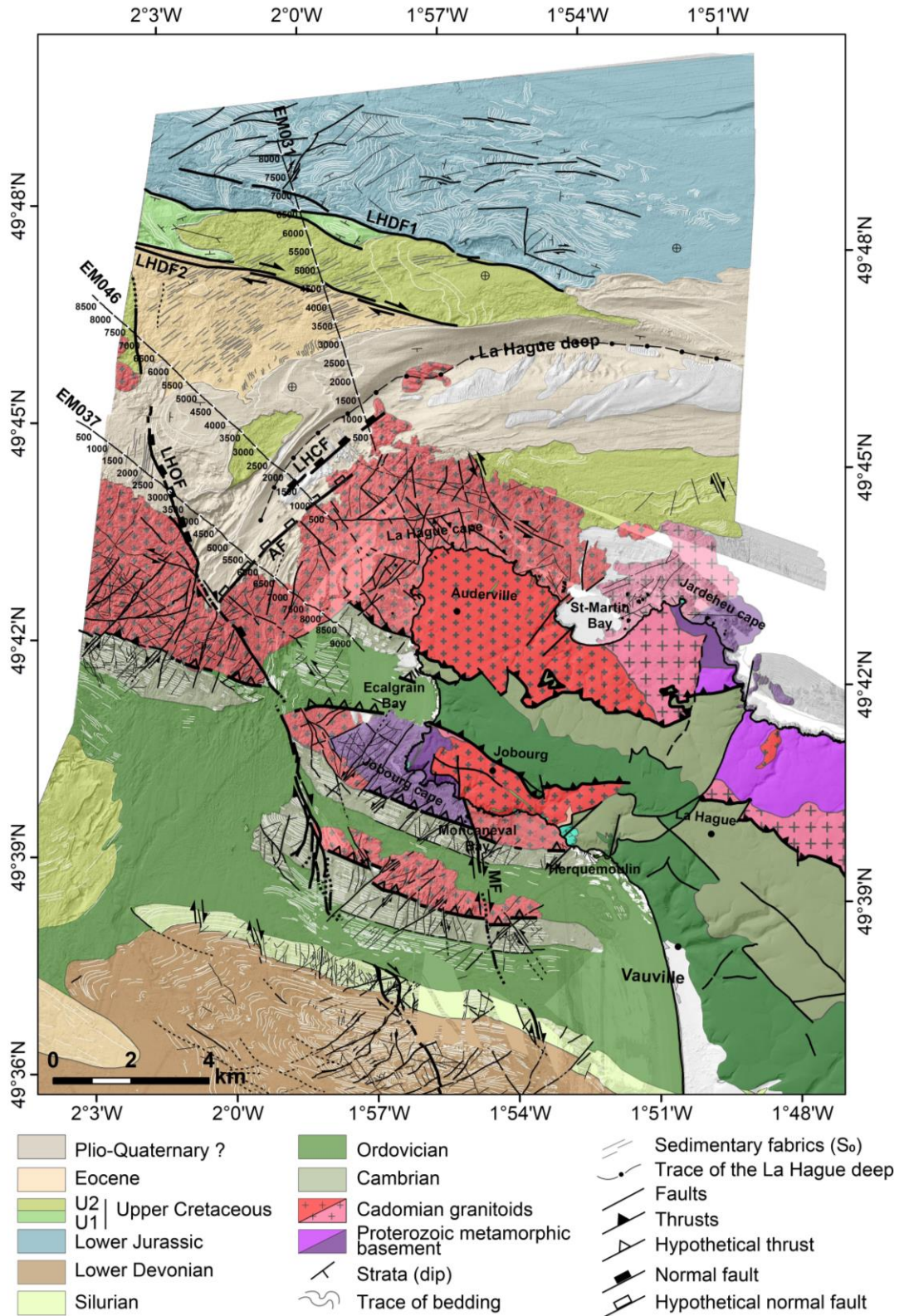


Figure 4 : Onshore/offshore geological map of the NW Cotentin peninsula. The onshore map is simplified from published 1 : 50 000 geological maps. The offshore map has been obtained in this work from compiled and newly-acquired high-resolution data. The trace of the EMECHAT seismic line EM031 in Fig. 5 is shown. LHDF: La Hague Deep Fault; LHOF: La Hague Offshore Fault; LHCF: La Hague Cape Fault; AF: Auderville Fault; MF: Moncaneval Fault.

4.1.4 The post-Variscan sedimentary series

Without any direct onshore correlations, the age of the post-basement sedimentary series is much less constrained. Our interpretation is chiefly based on the cored and/or dredged rocks samples compiled in the BRGM dataset (Fig. 2a). The accuracy of the inferred ages is then checked by addressing the mutual structural relationships displayed by these series on three selected EMECHAT seismic lines (Fig. 5). These cross-lines, nearly orthogonal to the arcuate regional structures, penetrate as deep as 200 m's on the Two-Way travel Time (TWT) seismic sections, which correspond to approximately one hundred meters below sea-floor.

According to the BRGM marine database, the folded sedimentary series to the north (fabric c) coincide with Lower Jurassic (Toarcian) sequences mainly composed of limestones and marls. Slightly younger Jurassic sequences are exposed on the foreshore of the Cape Gris-Nez, eastern Channel (Fig. 6b) where they are similarly involved in large wavelength synclines-anticlines associated to EW-trending sinistral shear thrusts (Deconinck and Baudin, 2008; Lamarche et al., 1998).

On the seismic line EM031 (Fig. 5a), these series are imaged as a relatively homogeneous package, > 60 m-thick, of parallel and regularly spaced reflectors involved to the north in a southerly-facing monocline. Along the flat-lying southern limb of the structure, the strata pattern is affected by a dense network of ~200 m-scale upright synclines/anticlines, as far south as a blind seismic zone, about ~300 m-wide, regarded as a steeply dipping fault zone (labelled LHDF1 below).

Still on the seismic line EM031, we observe that the ~2 km-wide corridor, bounded by the LHDF1 and its LHDF2 counterpart to the south (see below), is composed of a > 60 m-thick assemblage of nearly-flat-lying sequences, subdivided in three superimposed sequences on the basis of their respective reflectivity pattern. They are slightly down-flexed and up-flexed as approaching the LHDF2 and LHDF1 structures, respectively. The rock samples cored by the BRGM in the uppermost (younger) sequence are chalk deposits further attributed to Upper Cretaceous and correspond to the northeastern part of the scalloped fabric (d) (see above). At the western extremity of the corridor (Figs. 2a, 3f), the (d) fabric corresponds to layers resting on top of the layers forming the fabric (e) in a gently faulted syncline.

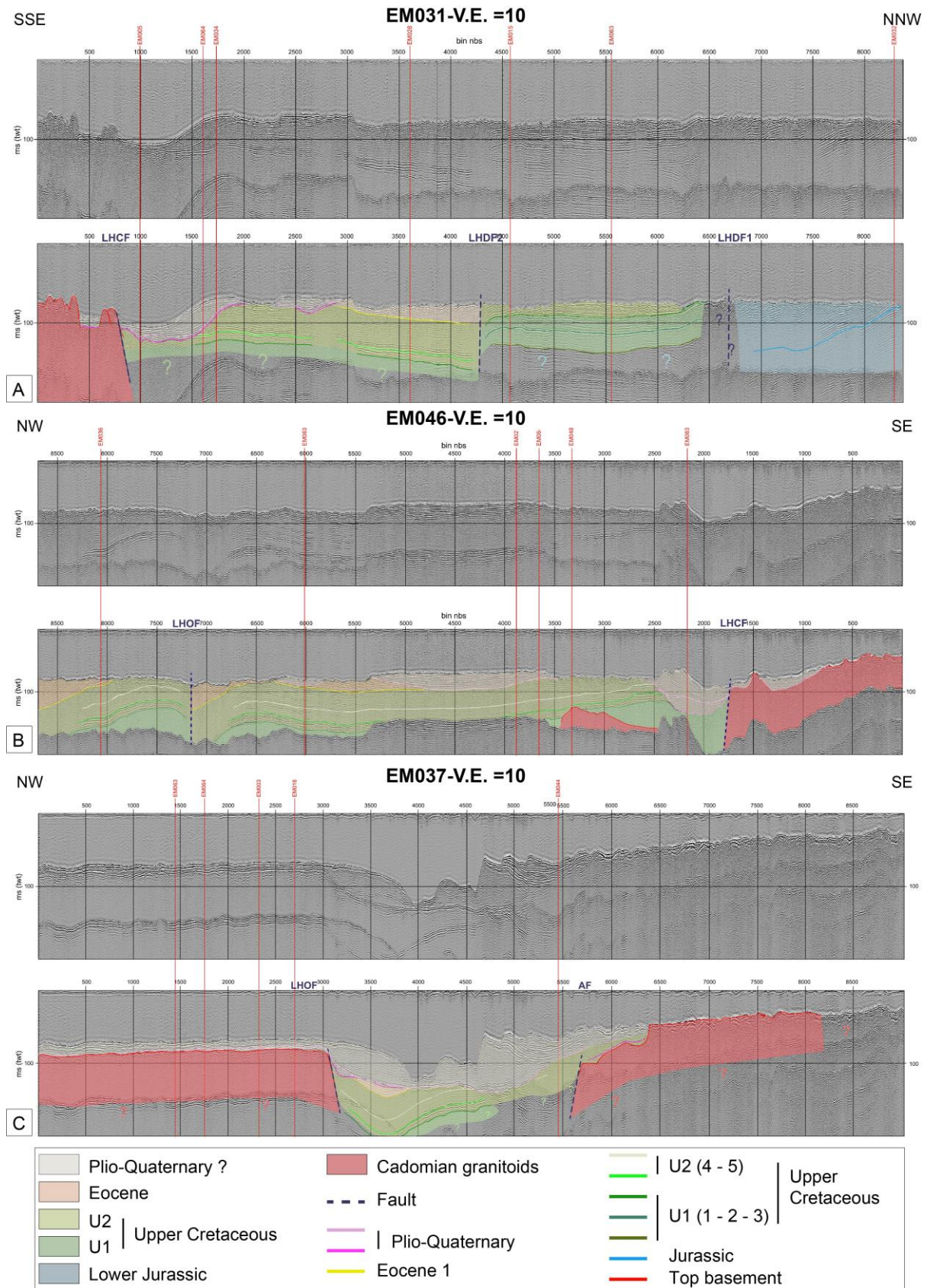


Figure 5 : EMECHAT cruise seismic profiles. Unmigrated and interpreted sections EM 031, EM 046 and EM 037 vertical sections. See trace location on Fig. 2A and 4.

The broad sedimentary domain extending south of the LHDF2 is expressed on the seafloor by the fabric (d) and the overlying fabric (e) (Figs. 3d, e). These structural relationships are confirmed and precised on the seismic line EM031 (Fig. 5a). To the north, the topmost Upper Cretaceous reflective sequences (see above) are conformably overlain by a parallel and well-stratified package of reflectors with an apparent gently northerly-dipping attitude. Similar relationships between fabrics (d) and (e) are evidenced on the seismic line EM046 (Fig. 5b) but the geometry of the Upper Cretaceous sequence is slightly different from the overlying sequence characterized by a parallel and well-stratified package. According to BRGM core records (Fig. 2a) in the vicinity of the seismic line EM046 (Fig. 5b), these uppermost layers are attributed to shallow-water bioclastic carbonate deposits, Eocene in age.

Further south on the seismic lines EM031 and 46 (Figs. 5a, b), the entire Upper Cretaceous/Eocene succession is clearly dissected and truncated by erosion as deep as the Upper Cretaceous deposits. This erosive surface is the basal contact of a lens-shaped body of reflectors displaying various internal angular unconformities. These post-Eocene deposits, undetermined in age, are in turn locally deeply erased, hence resulting in local exposures of Eocene series on the seafloor *via* erosive windows imaged on the seismic line EM046 (Fig. 5b bins 2500-3500). These recent sedimentological and morphostructural features abut to the SW against both the N160°E LHOF and an inferred N40°E structure (Auderville Fault, AF), which both bound the Auderville granitic uplifted block to the NW on the seismic line EM037 (Fig. 5c).

4.2 Structural analysis

Merging vertical (seismic) (Fig. 5) and map data (Figs. 2a, 4) helps us to perform a thorough and multi-scale structural analysis of the onshore-offshore studied area, as focusing on the regional structural pattern, some specific structures and the possible chronology of deformation.

4.2.1 The regional structural pattern

To the south, the structural arrangement of the Paleozoic/Cadomian substratum is dominated by km-wide alternating bands of Cambro-Silurian series and granite/migmatite rocks (Figs. 1e, 4). These series are involved onshore in a N100°E-trending syncline (Jobourg-Siouville) and thrust pattern (Dissler and Gresselin, 1988; Graindor et al., 1998) which might extend westwards offshore with consistent spacing and orientation patterns, before abutting against, or being dextrally offset by the N160°E LHOF structure. The offshore extent of the thrust network is only hypothesized because of the lack of supporting evidence on the bathymetric data. The northernmost granite belt (Auderville) displays a more intricate map-scale pattern. Its structure is composed of two parallel (N100°E) bodies which connect *via* a short and narrow N40°E

segment, further cut by the LHOF. West of the LHOF and south of the granitic body, the offshore compartment is principally occupied by Cambro-Ordovician series. The thrust contact between the two units is hypothesised.

To the north, the lithostratigraphic/structural organisation of the post-Variscan offshore basinal area shows three distinct domains (Fig. 4). (i) To the north, the Jurassic series correspond to a well-stratified limestone/marl package involved in a few 100 m's-scale fold system (see below). They are tectonically juxtaposed to the south to (ii) a 2 km-wide block, bounded by the N100°E-oriented LHDF1 and LHDF2 structures, and composed of Upper Cretaceous chalk series, further involved to the west in a gentle fold syncline (see below). (iii) South of the LHDF2, extensive Eocene bioclastic carbonate series display an arcuate structural grain which swings from N40°E to N70°E towards the transverse LHDF2 bounding fault. These series are locally deeply incised and unconformably overlain by post-Eocene sedimentary series, which are abutting on the LHOF. These series, possibly Plio-Quaternary in age, are intensely eroded, especially along the arcuate LHD feature. These recent stratigraphic and morphological features are limited to the SW by two nearly orthogonal basement (granitic) fault blocks along the LHOF (N160°E) and the inferred N40°E AF (EM037, Fig. 5c).

4.2.2 Specific structures

- *Fold structures*

Three distinct types of fold patterns are distinguished from their contrasting map geometry and spatial distribution. The two first patterns are confidently related to post-Eocene deformations whereas the third one is obviously Variscan in age because of the ductile type of the corresponding deformation.

(i) One of the most impressive structural features on the North Cotentin bathymetric map in Figs. 2a, 6a is the trace of a fold network expressed in the Jurassic sedimentary series to the north; these folds are dissected by a prominent N100°E fault system parallel to the LHDF1 (Fig. 6a). These km-scale fold structures display various map geometries, ranging from tight to open folds, and with axial directions swinging between N-S and N100°E (dominant) (Figs. 4, 6a). Where partly eroded, their hinge zones show fold axes plunging shallowly to the WNW or to the ESE. The asymmetry expressed by short vs long fold limbs does not provide firm evidence about senses of associated lateral shearing. On one other hand, the arcuate map trace of a few fold hinge zones is kinematically compatible with a component of dextral shearing during folding. Such a map fold pattern suggests a relatively high intensity of strain, in contradiction with its seismic image which

conversely shows large wavelength and gently dipping syncline/anticline folds (EM031, bins 6500-8500, Fig. 5a).

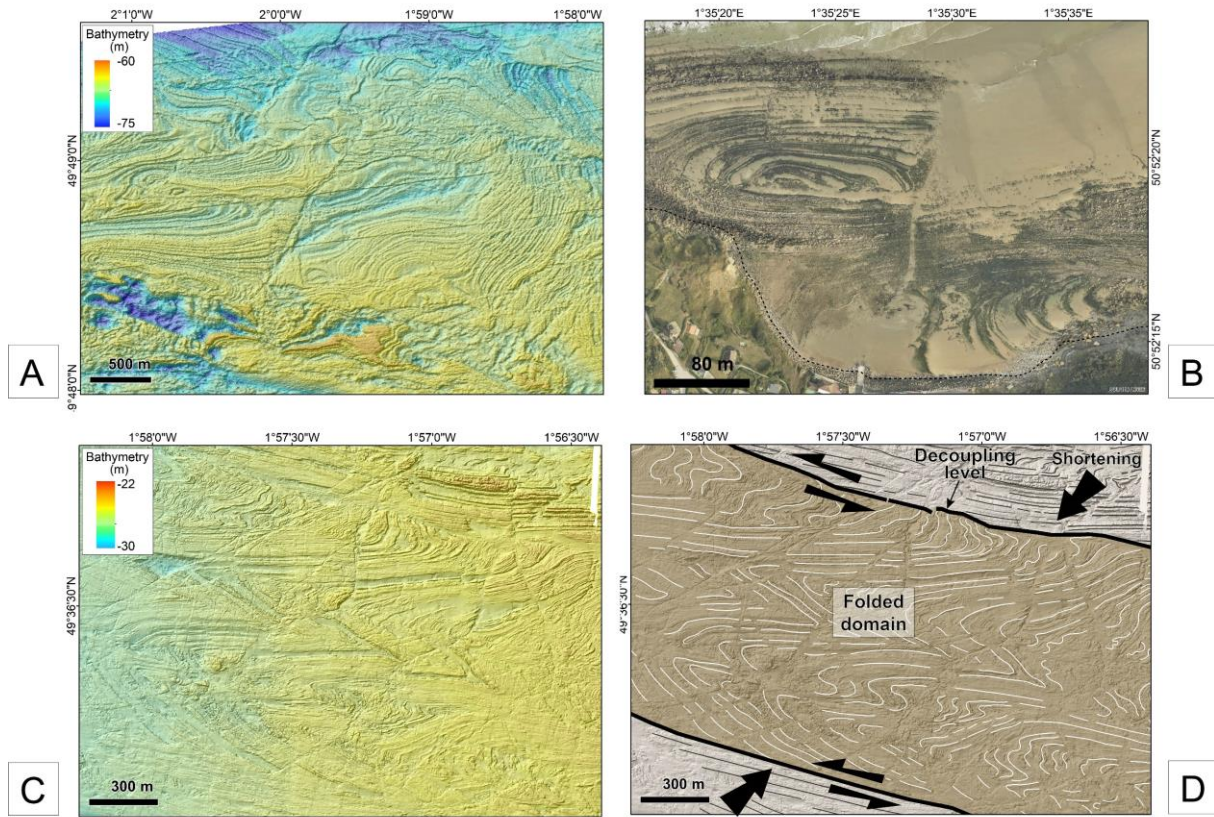


Figure 6 : Tectonic style of ductile deformations identified in offshore series, west of the Cotentin peninsula, from high-resolution bathymetric data. (A) A dense pattern of fold-like structures in Jurassic sedimentary series in the northernmost part of the study area. (B) Nearly similarly folded Jurassic strata in the foreshore of Cape Gris-Nez, Boulogne-sur-Mer, Hauts-de-France region, northern English Channel (aerial orthophotography, IGN). (C) Intensely folded Devonian strata in a spatially-restricted faulted corridor, south of the study area. (D) Interpreted model of Figure 6C showing two decoupling sinistral shear zones in a transpressional framework.

(ii) The Cretaceous chalk series occurring in the 2 km-wide faulted corridor (LHDF1 and LHDF2) further south are involved in a large-scale syncline, oriented at N100°E, with gently dipping flanks (a few degrees) (Figs. 4, 5a). Its shallowly plunging axis (to the ESE) is clearly expressed to the west in its partly eroded hinge zone (Fig. 3f). In this corridor, along parts of the two bounding faults (Fig. 5b), Cretaceous sequences (U1) are affected to the west by much tighter anticline fold structures displaying shallowly-plunging curved axes (Figs. 3f, 4, 5a).

(iii) The southernmost part of the offshore studied area shows intensely folded Devonian strata, spatially confined within a ca. 4 km-wide zone parallel to the N100°E regional structural grain (Fig. 6c). The consistent asymmetry of the Z-type fold traces (drawn by long vs short limbs) indicates a component of sinistral ductile shearing during folding. The restricted spatial

distribution of folding necessarily implies two decoupling levels acting as sinistral shear zones on both sides of the folded zone (Fig. 6d). Both folding and shearing likely operated in a Variscan transpressional setting, in response to a NE-SW-directed regional shortening (Fig. 6d).

- *The La Hague offshore fault (LHOF)*

The LHOF is a ca. 15 km-long discontinuity which extends at N160°E, a few km off the coast, through both Meso-Cenozoic and substratum terrains (Figs. 2a, 4, 7). It is a composite structure, comprising a series of segments, which displays an increasing complexity towards its southern tip in stratified Paleozoic series. Southwards, the linear trace of the LHOF splits into splaying and anastomosed faults forming a submeridian and < 1 km-wide fault zone cutting through Cambro-Ordovician strata as far south as a tip located approximately at N49°38' (Fig. 7a). The drag-fold structures present along parts of these subsidiary faults indicate a component of dextral displacement, not estimated because of missing stratigraphic markers.

Its northern map-trace includes three colinear segments, ca. 4 km-long each, arranged in a right-stepping pattern (Fig. 7b). They connect *via* either an overlapping zone (segments 1/2) or a jog (segments 2/3). On seriated bathymetric cross-profiles in the western LHD area, the LHOF expresses by a <20 m-high morphological scarp, facing eastwards (Fig. 7c). Maximum height values are observed along the segments 2 (in the LHD) and 3 (intra-basement). Vertical bathymetric scarps are clearly associated with the buried northern extent of the LHOF on the seismic reflection profile EM037 (Fig. 5c). On this profile, the easterly-dipping LHOF separates two contrasting structural blocks. The western block is chiefly composed of the offshore Auderville granite and a thin (few meters) cover of Plio-Quaternary sediments. The eastern block is composed of incised and ~20 m-thick Plio-Quaternary deposits infilling the LHD and unconformably overlying gently folded Eocene and Upper Cretaceous series. The Plio-Quaternary age of the infilling sequences is argued by: (i) analogy with similar reflectors imaged on seismic profiles in English Channel deeps (Lericolais et al, 2003) and (ii) the few core descriptions available in the BRGM marine database (Fig. 2). These hangingwall series are involved in a large-scale drag fold-like structure possibly resulting from the downthrow of the eastern block along the fault. Constant thicknesses (time-sections) of Eocene and Upper Cretaceous series in the immediate hangingwall are not compatible with the activity of this fault during their deposits, but rather reveals its post-Cretaceous reactivation with an apparent normal movement (Fig. 5c).

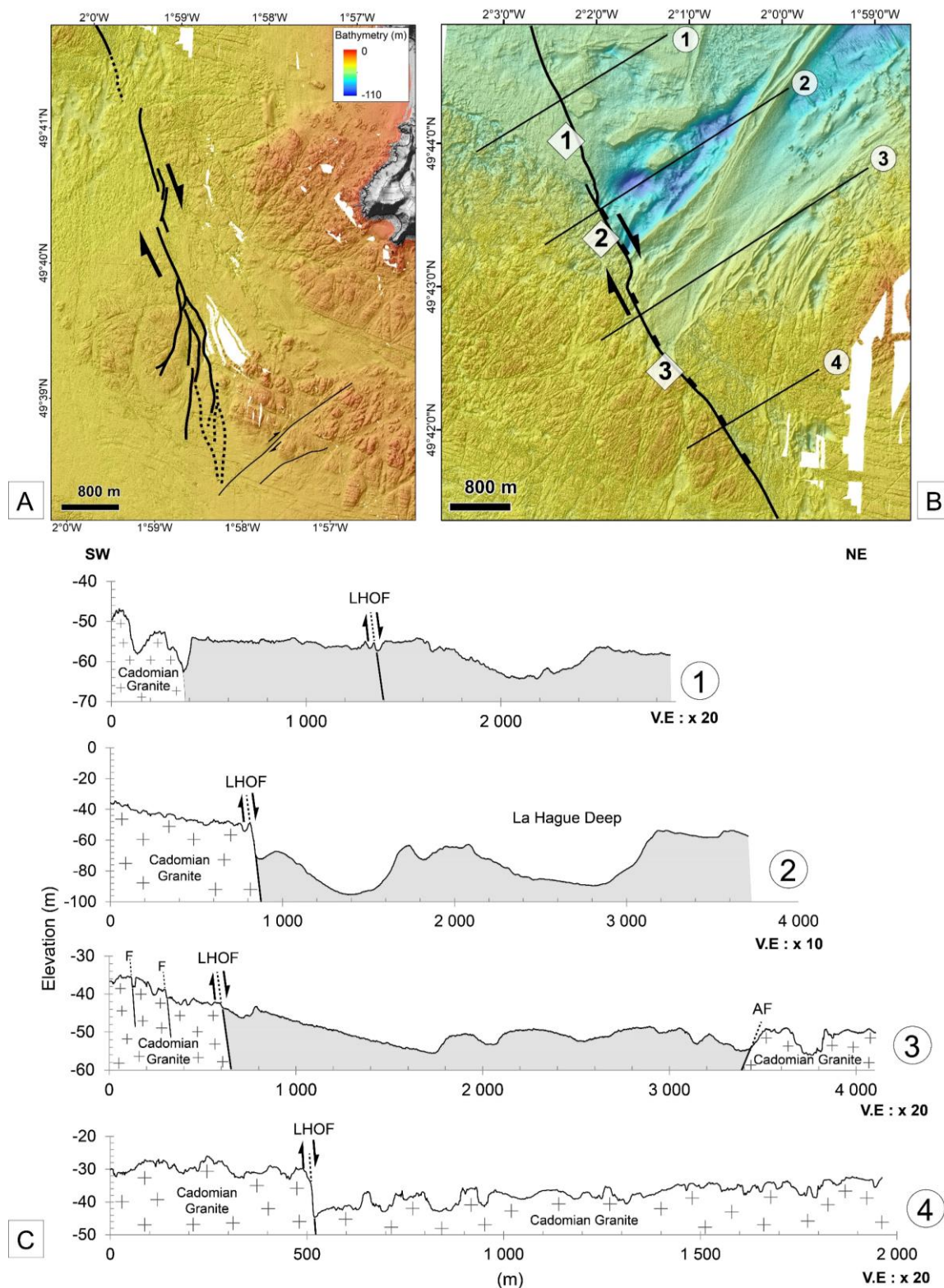


Figure 7 : The La Hague Offshore Fault (LHOF). (A) The anastomosed structure of the southern offshore trace of the fault on the high-resolution DEM. (B) The segmented structure of the LHOF to the north, with three hard-linked dextral segments. (C) The offshore topographic profile of the LHOF on four seriated bathymetric cross-sections.

- The Moncaneval fault (MF) (Fig. 4)

East of the Jobourg cape onshore, Icartian migmatites are tectonically juxtaposed to the east to a foliated Cadomian granodiorite (Thiebot) along a N160°E fault named here the Moncaneval fault zone (MFZ) (Figs. 8a, b). The contact is a steeply-dipping fault zone, ca. 10 m-wide, which cuts through unstrained submeridian doleritic dykes, hosted by the granodiorite, and dated at 380-350 Ma (K/Ar, Leutwein et al., 1972) (Figs. 8 a, b). The sigmoid tectonic fabrics present within the fault zone indicate dextral ductile shearing that we relate to a Variscan event. The MFZ continues southwards offshore as an apparent brittle fault, referred here to as the Moncaneval strike-slip fault (MF). The latter causes the dextral offset (~ 100 m) of the Cambro-Ordovician/granite thrust pattern (Figs. 4, 8c). The MF structure is spatially associated with a conjugate pattern of N60°E-oriented sinistral faults showing horizontal offsets ~100 m (Figs. 8 c, d). At a wider scale, the MF and LHOF structures extend as two parallel *en echelon* faults separated by a 4 x 3 km overlapping zone (Fig. 4).

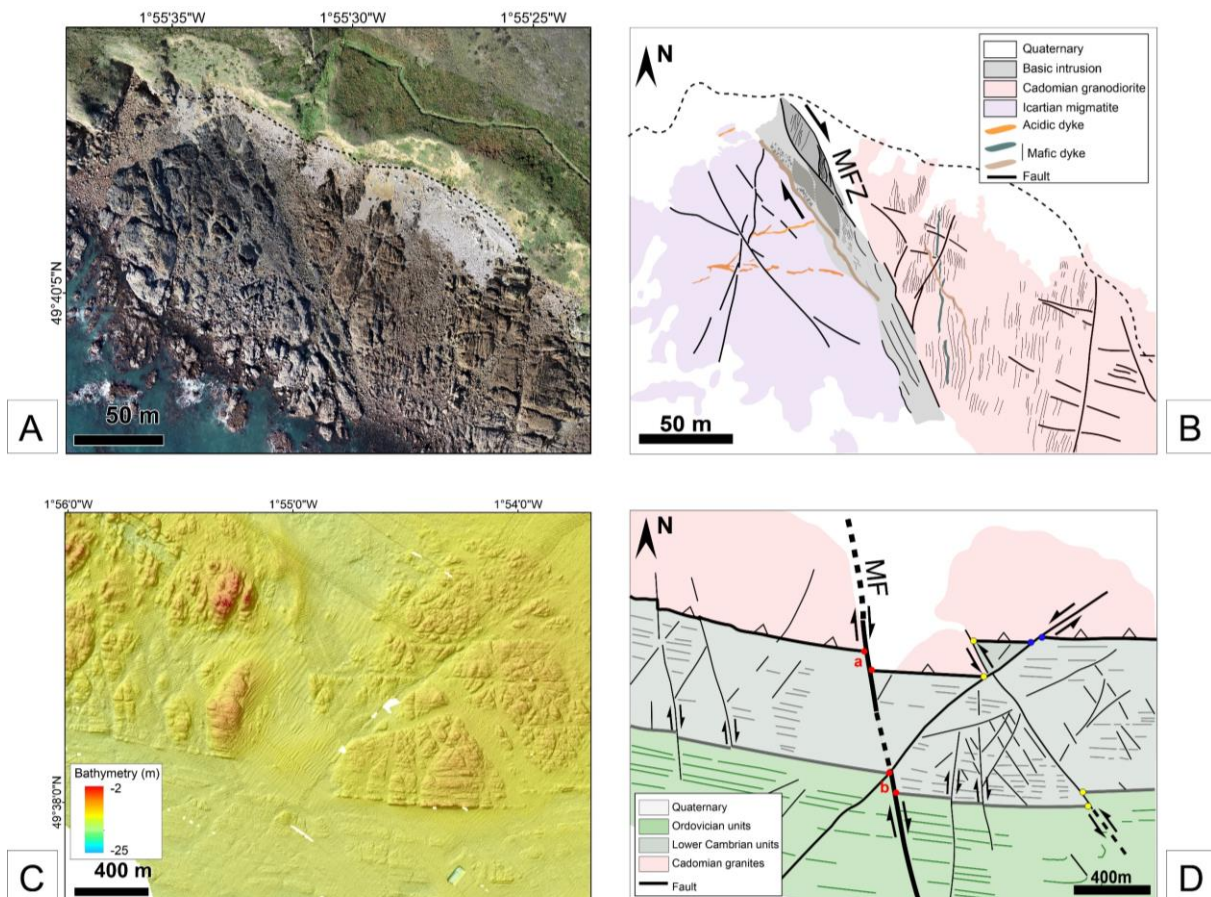


Figure 8 : The onshore-offshore extent of the Moncaneval Fault (MF). (A) Very high-resolution (1 cm) Uninhabited Aerial Vehicle (UAV) imagery showing the map trace and structure of the Moncaneval fault zone in the Moncaneval Bay. (B) Structural interpretation of the Moncaneval Fault Zone as a dextral ductile shear zone. (C) Evidence of a conjugate strike-slip fault network in Cadomian/Paleozoic offshore series, south of the Moncaneval Bay. One of the N160°E dextral fault (MF) extends in the southern prolongation of the Moncaneval Fault Zone, with lateral displacement < 100 m.

- *The N100°E transverse fault network*

The Meso-Cenozoic series to the north are disrupted by two segmented faults, > 10 km-long each and oriented at N110°E, i.e. the LHDF1 and LHDF2 structures (Figs. 3, 4). The LHDF1 is composed of three sinuous overlapping segments. The 0.5 x 2 km overlapping zone connecting the two western segments limit a strip of Cretaceous series (U1 in Fig. 4) involved in a tight anticline fold (see above). Evidence for a component of dextral movement along the LHDF1 is provided by the curvature of the N70°E structural fabrics (d) in the Upper Cretaceous series in between LHDF1 and LHDF2 (Fig. 4). The LHDF1 is sealed to the east by post-Eocene sequences related to the LHD (Fig. 4).

The southern fault LHDF2 shows structural similarities with its northern counterpart as: (i) being composed of three overlapping segments, (ii) displaying dextral displacements deduced from local drag-fold pattern in the fabric (d) to the south, (iii) being associated with a tight shear-related anticline structure and (iv) being sealed and post-dated to the east by post-Eocene sequences. On the seismic cross-profile EM031 (Fig. 5a), the two faults are imaged as ~200-300m wide 'blind' zones which typically evoke damage fault zones. Their vertical attitude confirms their strike-slip nature, as argued above from map-scale evidences. The corresponding displacements caused the up- and down-flexed geometry of the Cretaceous and Eocene strata along the faults.

- *The La Hague Deep (LHD)*

The prominent morphobathymetric expression of the LHD, north of the La Hague cape (Fig. 4), suggests at first approximation that it originates from first-order depositional and erosional processes, further partially guided by the basement structural pattern. When addressing its 3D-morphology, and more especially its vertical dimension (Fig. 5), it is suggested that the LHD probably developed in Plio-Quaternary times as a U-shaped incision displaying a vertical amplitude of 50 m below seafloor, and the infilling sequences of which were in turn deeply incised by more recent hydrodynamic processes (Fig. 5c). The initial incision followed the N40°E faulted margin of the Auderville granite to the SE and abuts westwards against the N160° LHOF transverse structure (Fig. 5 b, c). To the east, the morphological axis of the LHD no longer follows the northern edge of the granite but swings clockwise to parallel the regional N110°E structures.

4.2.3 Chronology of deformation

The main new insights acquired during this work chiefly concern post-Variscan structures identified in the W/NW offshore extent of the Cotentin peninsula. Establishing the chronology of the corresponding structural events is thus a key-issue to complete the long-lasting basinal/tectonic history recorded by the CP area *sensu lato* since Late Paleozoic times onwards,

being aware that the orogenic evolution of the Proterozoic/Paleozoic substratum has been extensively investigated onshore by previous authors (see references above). The post-Variscan structural events addressed below are presented in an ascending chronological order (Fig. 9).

The oldest tectonic event post-dating the Variscan ductile strain stage corresponds to a strike-slip fault pattern cutting preferentially through Cambro-Ordovician strained (meta)sedimentary series in the southern part of the studied area (Fig. 9). It comprises of two sets of faults, oriented at N40°E and N160°E, and displaying sinistral and dextral displacements, respectively (Fig. 8). These brittle structures likely represent Late/post-Variscan conjugate faults initiated in response to the counterclockwise rotation of the regional shortening from NE-SW (Variscan ductile transpressional stage, folded Devonian strata in Figs. 6c, d) to N-S. During this brittle stage, strain may have locally focused along preferential structures, such as the N160°E-oriented MF and proto-LHOF (Figs. 7, 8). This Late Variscan fault network (commonly labelled Kerforne-type) is known to have dissected the entire Armorican Variscan belt as early as Late Carboniferous (Bessin et al., 2017; Bois et al., 1991; Rolet et al., 1994).

The second structural event relates to the emplacement of Jurassic sediments to the north (Figs. 4, 9). From a line of evidence such as: (i) their restricted spatial distribution, (ii) their linear and faulted boundary to the south (LHDF1), and (iii) their absence southwards as approaching the granitic basement which is directly overlain by Cretaceous deposits (seismic supportive evidence not shown here), these dominantly carbonate series are thought to have been deposited in a main depocenter bounded to the south by the N100°E-trending proto-LHDF1, later reactivated as a dextral fault (see below).

Later on, the ongoing basinal history is recorded further south in the time-range Cretaceous-Eocene by the deposition of a relatively thick pile of chalk and carbonate sediments. At that stage, the renewed activity of the inferred proto-LHDF1 can be only suspected. More convincing seismic evidence support the development of a Cretaceous depocenter further south, bounded to the south by a V-shaped granitic high (Auderville in Fig. 5c), hence questioning the activity of the two bounding faults (N160°E (LHOF) and N40°E (AF)) at that stage (Fig. 4).

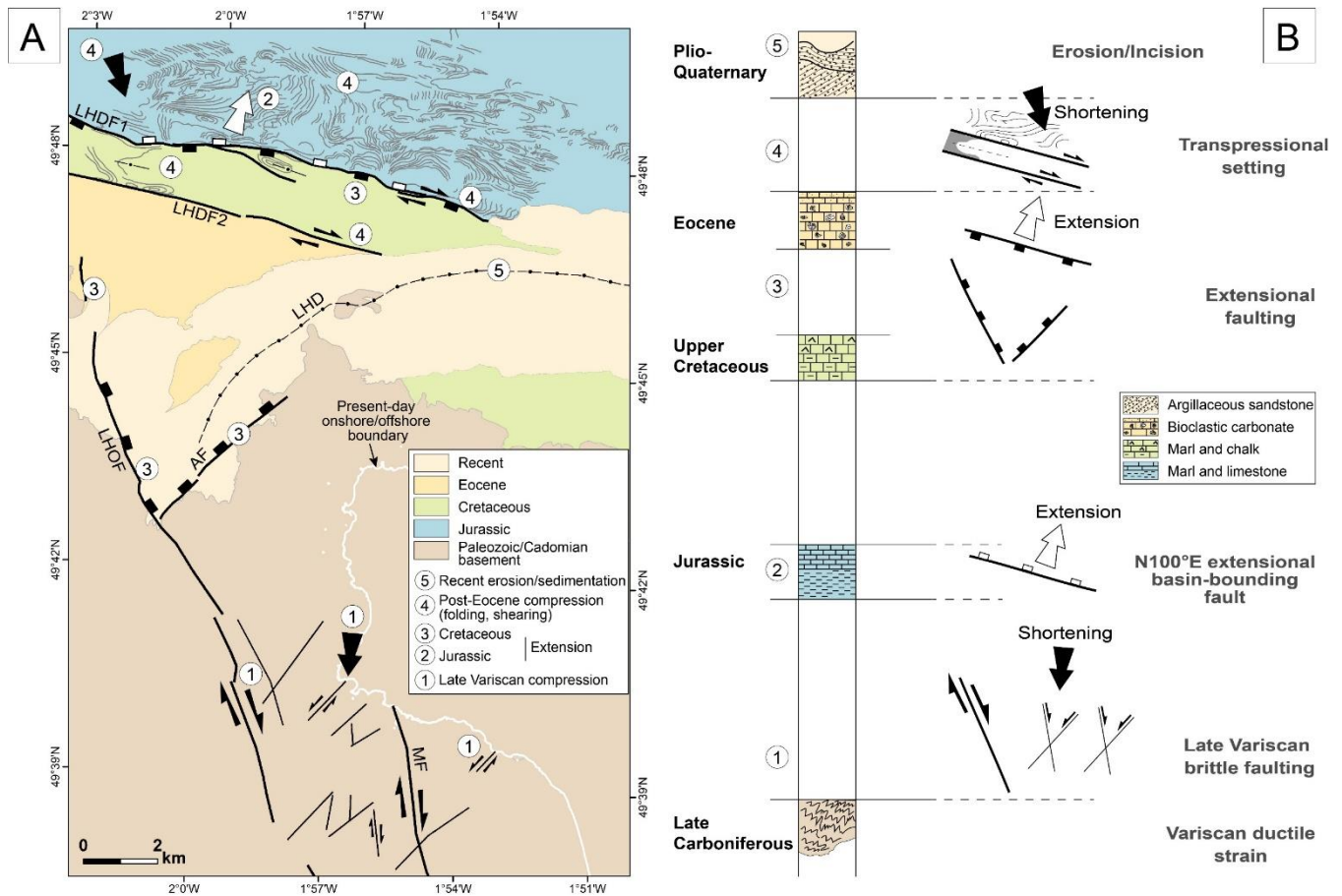


Figure 9 : Temporal pattern of the structural events in the North-West Cotentin peninsula in the time-range Upper Paleozoic-Recent. (A) Sketch structural zoning showing the spatial distribution of both extensional and compressional deformations identified in this work. (B) The main structural events shown in a simplified stratigraphic column.

This long-lived (Jurassic-Eocene) and multistage extensional/basinal history was followed by one major contractional event, principally focused in the Jurassic, Cretaceous and Eocene terrains to the north. Folding and coeval dextral shearing along the LHDF1/LHDF2 bounding fault system are kinematically compatible with a transpressional context recording a NW-SE shortening (Fig. 9). Since there is no angular unconformity between Upper Cretaceous and Eocene units on the seismic lines (Fig. 5), the regional transpressional event necessarily occurred in post-Eocene times, but prior to the deposit of unconformable series, spatially related to the LHD and probably Plio-Quaternary in age, which sealed the strike-slip faults to the east (Fig. 4). Assuming that the entire CP area recorded a single contractional event, the contrasted tectonic styles between the folded Jurassic series and the much less strained Cretaceous series can be attributed to three distinct mechanisms: (i) a progressive decrease of strain intensity southwards, (ii) a strain partitioning accommodated by the LHDF1/LHDF2 transverse fault system, and (iii) a contrasted mechanical behavior of the two series during the deformation.

One additional post-Eocene extensional faulting event is documented further south about the LHOF (N160°E) and AF (N40°E) structures bounding Cadomian granitoids on seismic profiles in Fig. 5 a,c. Its origin is not yet clearly defined.

The youngest structural event experienced by the CP marine platform corresponds to the relatively deep incision of the seafloor during a low sea-level stage in Plio-Quaternary times (Fig. 9). That resulted in initial excavation of the proto-LHD, then partly filled with fluvio-glacial deposits (Fig. 5). The present-day incised morphology of the latter is confidently attributed to high-energy hydrodynamic processes along the proto-LHD network.

5. Discussion

A necessary step for addressing the local vs regional significance of the structural results applied above to the NW Cotentin onshore/offshore area is to discuss them in the enlarged geodynamical framework of the Southern English Channel, including the Normano-Breton Gulf, south of the Mid Channel Fault Zone (MCFZ). The onshore structural arrangement of the North Cotentin peninsula, north of the SGD, is dominated by a Variscan southerly-directed thin-skinned fold/thrust belt which rotates clockwise from N70°E to N110°E westwards offshore. These structures likely nucleated along deeply-rooted Archaean/Cadomian thrusts to the north (Dissler and Gresselin, 1988; Dissler et al., 1988; Doré et al., 1988; Chantraine et al., 1994; Butaeye et al., 2001; Le Gall et al., 2021). But, the importance of the Icartian/Cadomian structural inheritance in the finite structural pattern is difficult to estimate because of the major imprint of Variscan ductile deformations in our study area. Since the latter were extensively documented before our study, our structural analysis chiefly concerns the Late/Post-Variscan events which are exclusively documented here in the offshore part of the study area (Fig. 4). As such, the oldest structures reported here are a conjugate pattern of strike-slip faults, oriented at and N40°E (sinistral) and N160°E (dextral) extensively developed in the pre-Mesozoic basement series to the south and compatible with a N-S shortening (Bardi et al. 1987; Dissler and Gresselin, 1988; Doré et al., 1988; Vignerresse, 1988; Dupret et al., 1990). At that stage, strain preferentially focused along a number of N160°E faults, i.e. the Moncaneval and La Hague Offshore (LHOF) structures (Fig. 9), as parts of a fault network developed over the entire Armorican Massif and which will be later successively reactivated at various periods (Jurassic, Eocene and Oligocene to Neogene; Bois et al, 1990a, b; Bonnet et al., 2000). The role of Variscan structural inheritance also applies to the N100-110°E fault system cutting through the Meso-Cenozoic series to the north, parallel to Cadomian/Variscan onshore thrust structures. Special attention is paid to the LHDF1 structure which currently limits Upper Jurassic series to the south and merges westwards into the N100°E branch and then N70°E Aurigny-Ushant Fault Zone (AUFZ in Figs. 1, 4). The latter is known to belong to the N70°E MCFZ

fault system, also commonly assumed to be an inherited Variscan structure (Beucler, 2021 and references therein), subsequently rejuvenated as extensional faults (Ballèvre et al., 2013; Bessin, 2014) during a Permo-triassic aborted rifting event in the western English Channel (Bois et al., 1990a, b; Chadwick and Evans, 1995; Faure, 1995; Lericolais, 1997; Ballèvre et al., 2009; Le Roy et al., 2011; Bessin, 2014). According to Chadwick et al. (1986), this rifting event continued up to Middle Jurassic to the east, in response to the opening of the Atlantic Ocean. It is thus suggested that the proto-LHDF1 inherited structure first acted as a northerly-facing normal fault bounding to the south a major Upper Jurassic sedimentary depocenter (Figs. 4, 5, 9), the southern uplifted footwall block of which being composed of Cadomo-Variscan granitic terrains.

The lithostratigraphic pattern established in this work about the offshore NW Cotentin area shows no evidence of sedimentary deposits in the time-range Middle Jurassic/Lower Cretaceous. Therefore, there is no records for a number of structural events reported further west in the Southern English Channel, such as the regional uplift, and possible associated basin inversion (Van Hoorn, 1987), which occurred during the Middle Jurassic (Tucker and Arter, 1987), or the Aptian-Albian compressive events suggested by Lericolais, (1997 and references therein) in relation with the opening of the Biscay bay (Roberts et al., 1981). The next structural event documented in the study area is the deposition of Upper Cretaceous chalk sediments, directly overlying the Paleozoic basement, in a normal fault-controlled depocenter limited to the west by a master structure, i.e. the N160°E LHOF (Figs. 4 and 5). The downthrown of the basin/hangingwall block might have been accommodated northwards by the reactivation of the proto-LHDF1 as an extensional fault facing southwards and possibly recording dextral movement (Figs. 4, 5 and 9).

The apparent angular conformity between the Upper Cretaceous and Eocene layered series on the EMECHAT seismic profiles (Fig. 5) does not provide any support for the Lutetian compression attributed to the Pyrenean phase in the Western English Channel (Bessin, 2014; Thinon et al., 2009).

A single and regional-scale contractional event is evidenced in the study area by various tectonic features including: (i) the clockwise rotation of structural fabrics (S_0 in Eocene series exposed on the seafloor) towards the LHDF2 (Figs. 4, 9), (ii) a dense network of upright folds in the Jurassic series to the north (Fig. 5) and (iii) dextral strike-slip tectonics along the LHDF1-2 fault system through both Upper Cretaceous and Eocene series. These deformations typically relate to a transpressional setting under a NW-SE shortening which might have also induced significant strike-slip displacement along the LHOF (not documented). These post-Eocene fold/fault-related deformations, post-dated by unconformable Plio-Quaternary deposits (Fig. 5b), are thus

confidently attributed to the main basin inversion phase experienced by the Celtic sea and the English Channel in Rupelian times (Ziegler, 1981).

The last event recorded in the study area is expressed by a dense pattern of deep incisions in the Meso-Cenozoic strained cover, and more especially in the Upper Cretaceous-Eocene series to the south, close to fault-bounded granitic basement terrains. These erosional features and their subsequent Plio-Quaternary imbricated fluvial filling are extensively reported elsewhere in the English Channel (Lericolais et al., 2003). According to these authors, these processes took place during transgression/regression events related to glacio-eustatic cycles, when the sea-level was nearly 100 m lower than present-day. The dense pattern of erosional paleo-channels in the study area likely developed in direct connection with the English Channel river (Antoine et al., 2003; Lericolais et al., 2003). The most prominent erosional channel, labelled here the La Hague Deep (LHD), displays an arcuate map trace, which follows the morphology of the granitic uplifted blocks (Auderville) to the SW, while abutting westwards against the easterly-facing LHOF scarp (Figs. 4, 5c). Its eastern course tends to follow the trace of the LHDF2. The Plio-Quaternary fluvial infilling of the LHD is in turn eroded as a consequence of high-energy tidal flows in the Alderney Race (Fig. 5).

Our results also supply new insights about geohazard issues in the CP area. Among the fault network identified in the study area, two major steeply-dipping structures deserve special attention: the N160°E LHOF and the N100°E LHDF1. These faults are both inherited and long-lived structures which have been alternatively reactivated during the extensional and contractional phases experienced by the CP area *sensu lato* in Meso-Cenozoic times (Fig. 9). Due to their post-Eocene deformation records, they still both remain good potential candidates for permanent seismic activity under the present-day NW-SE compressional stress-field (Beucler et al., 2021; Delouis et al., 1993; Lagarde et al., 2003, 2000). Even if displacements have occurred during Plio-Quaternary times, their inferred low-amplitude (meter-scale) makes them difficult to be detected with the seismic reflection technics used in this study.

Conclusion

The Cotentin area *sensu lato*, in the northwesternmost part of the Armorican massif (NW France), recorded a > 2 Ga-lasting geological history spanning in times from Archaean up to Recent. The resulting polyphased structural evolution encompasses both extensional/basinal events, which alternated with major compressional events related to the Cadomian and Variscan orogens and ending with recent basin inversion processes during Late Tertiary.

While the intricate structural pattern of the pre-Mesozoic substratum has long been investigated onshore, very little was known before our work about the structure of the offshore Meso-Cenozoic cover extending west of the Cotentin peninsula and known elsewhere in the English Channel to have experienced a polyphased structural evolution. This gap is partly filled by newly-acquired offshore geophysical dataset combining LiDAR and echosounder records, further completed by seismic reflection profiles (EMECHAT). The structural interpretation of these dataset leads us: (i) to elaborate a high-resolution Digital Elevation Model off the Cotentin area, (ii) to identify various types of structural fabrics in the rocky seafloor, (iii) to interpret the latter as distinct lithostratigraphic material (from Archaean plutonic/metamorphic rocks up to recent sediments) based on onshore/offshore lateral correlations, (iv) to depict the 2D-structure of the various terrains (chiefly the Meso-Cenozoic cover), and (v) to establish a spatio-temporal pattern of the post-Variscan deformations which are (vi) finally discussed in the enlarged geodynamical framework of the English Channel.

The most significant structural results obtained during this study concern as follow:

- a dense fault pattern, dominated by N160°E dextral strike-slip faults and conjugate N50°E sinistral structures, preferentially developed in the pre-Mesozoic basement to the south and regarded as Late Variscan brittle faults. Emphasis is put on a number of individual N160°E faults, assumed to have nucleated along earlier Variscan ductile shear zones (Moncaneval structure) or which were the locus of Late Variscan strain, such as the prominent La Hague Offshore segmented fault (LHOF).
- The LHOF was subsequently reactivated as an easterly-facing extensional fault bounding to the west a major Upper Cretaceous (and a younger Eocene) sedimentary depocenter, in addition to a system of N50°E faults, dipping to the NW. This composite extensional fault network limits to the south a prominent granitic uplifted block in the La Hague cape.
- The N100°E-oriented La Hague Deep fault (LHDF₁) bounding Upper Jurassic carbonate series to the north is also believed to have an inherited origin (an Archaean and/or Cadomian thrust).
- Contractional deformations are exceptionally expressed in these Jurassic series as a dense network of upright folds, coeval to dextral strike-slip faulting along the LHDF₁ and a satellite fault structure (LHDF₂) to the south. This composite fold/fault pattern is kinematically consistent with a transpressional context undergoing a NW-SE shortening. Eocene series are also involved in these deformations which are in turn sealed to the east by Recent fluvio-glacial deposits (inferred to be Plio-Quaternary in age), hence demonstrating the post-Eocene age of the basin inversion

event in the NW Cotentin area. At that stage, the LHOF also likely experienced dextral strike-slip movement.

- The Jurassic-Eocene strained terrains are deeply incised and unconformably overlain by Plio-Quaternary fluvio-glacial deposits. One of these recent incisions, i.e. the La Hague Deep, displays a prominent and arcuate bathymetric trace on the offshore DEM, following the Cadomian/Variscan structural grain in the underlying basement around the La Hague cape.

- From a geohazard point of view, some of the regional-scale faults investigated in this work, such as the LHOF and the LHDF1-2 structures, are considered as potentially active faults in the Cotentin nuclear stations-hosted area.

Acknowledgments

This work is part of a Ph.D. thesis (T.K.). It received a grant awarded by the Normandy Region and was supported by the TelluS Programm of CNRS/INSU (COCOTIER project 2020) (A.D.). The COCOTEC-2019 (A.D.) and the EMECHAT-2022 (D.G.) cruises were operated on the R/V Haliotis (IFREMER) and the R/V Côtes de la Manche (IFREMER), respectively. We would thank the Comité National Flotte Côtière and Genavir crews for their work, as well as Christophe Prunier and Emmanuel Poizot for their technical input onboard, Pauline Dupont for seismic support during the EMECHAT cruise and Johann Brochon for the first processing sequence of EMECHAT seismic lines. We thank also Regis Gallon for the Uninhabited Aerial Vehicle survey in the Moncaneval Bay.

4. Références

- Amorese, D., Lagarde, J.-L., Laville, E., 1999. A point pattern analysis of the distribution of earthquakes in Normandy (France). *Bulletin of the Seismological Society of America* 89, 742–749. <https://doi.org/10.1785/BSSA0890030742>
- Antoine, P., Coutard, J.-P., Gibbard, P., Hallegouet, B., Lautridou, J.-P., Ozouf, J.-C., 2003. The Pleistocene rivers of the English Channel region. *Journal of Quaternary Science* 18, 227–243. <https://doi.org/10.1002/jqs.762>
- Aubry, J., 1982. Formations permienes et triasiques du bassin de Carentan (Thèse). Université de Caen.
- Auvray, B., 1989. Pentevrian and brioverian in the North armorican massif: characteristics and geodynamic evolution 35.
- Auvray, B., Charlot, R., Vidal, P., 1979. Données nouvelles sur le protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France): age et signification. *Canadian Journal of Earth Sciences* 17, 532–538. <https://doi.org/10.1139/e80-050>
- Bailly du Bois, P., 2010. BATHAGUE 2010 croise,Haliotis R/V. <https://doi.org/10.17600/10120060>
- Bailly du Bois, P., Dumas, F., Morillon, M., Furgerot, L., Voiseux, C., Poizot, E., Méar, Y., Bennis, A.-C., 2020. The Alderney Race: general hydrodynamic and particular features. *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 378, 20190492.
- Baize, S., 1998. Tectonique, eustatisme et climat dans un système géomorphologique côtier. Le nord-ouest de la France au plio-pléistocène : exemple du Cotentin (Normandie) (Thèse). Université de Caen.
- Baize, S., Camuzard, J.P., Freslon, M., Langevin, C., Laignel, B., 1997. Notice explicative de la Carte géologique de la France à 1/50 000 N°117.
- Baize, S., Lagarde, J.-L., Laville, E., Dugue, O., 1998. Géomorphologie d'un plateau littoral (Cotentin-Normandie); enregistrements des signaux tectoniques et climatiques. *Bulletin de la Société géologique de France* 169, 851–866.
- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus Geoscience* 341, 174–201. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.009>
- Bessin, P., 2014. Evolution géomorphologique du Massif armoricain depuis 200 MA : approche Terre-Mer (Thèse). Université de Rennes 1.
- Bessin, P., Guillocheau, F., Robin, C., Braun, J., Bauer, H., Schroëtter, J.-M., 2017. Quantification of vertical movement of low elevation topography combining a new compilation of global sea-level curves and scattered marine deposits (Armorican Massif, western France). *Earth and Planetary Science Letters* 470, 25–36. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.04.018>
- Bessin, P., Guillocheau, F., Robin, C., Schroëtter, J.-M., Bauer, H., 2015. Planation surfaces of the Armorican Massif (western France): Denudation chronology of a Mesozoic land surface twice exhumed in response to relative crustal movements between Iberia and Eurasia. *Geomorphology* 233, 75–91. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.09.026>

- Beucler, É., Bonnin, M., Hourcade, C., Van Vliet-Lanoë, B., Perrin, C., Provost, L., Mocquet, A., Battaglia, J., Geoffroy, L., Steer, P., Le Gall, B., Douchain, J.-M., Fligiél, D., Gernigon, P., Delouis, B., Perrot, J., Mazzotti, S., Mazet-Roux, G., Lambotte, S., Grunberg, M., Vergne, J., Clément, C., Calais, É., Deverchère, J., Longuevergne, L., Duperret, A., Roques, C., Kaci, T., Authemayou, C., 2021. Characteristics and possible origins of the seismicity in northwestern France. *Comptes Rendus. Géoscience* 353, 53–77. <https://doi.org/10.5802/crgeos.86>
- Bevan, T.G., Hancock, P.L., 1986. A late Cenozoic regional mesofracture system in southern England and northern France. *Journal of the Geological Society* 143, 355–362.
- Bitri, A., Brun, J.P., Truffert, C., Guennoc, P., 2001. Deep seismic imaging of the Cadomian thrust wedge of Northern Brittany. *Tectonophysics* 331, 65–80. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00236-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00236-5)
- Bois, C., Cazes, M., Gariel, O., Lefort, J.P., Le Gall, B., Pinet, B., Sibuet, J.-C., 1991. Principaux apports scientifiques des campagnes SWAT et WAM à la géologie de la Mer Celtique, de la Manche et de la marge atlantique, in: *Mémoires de La Société Géologique de France (1833)*. pp. 185–217.
- Bois, C., Lefort, J.-P., Le Gall, B., Sibuet, J.-C., Gariel, O., Pinet, B., Cazes, M., 1990. Superimposed Variscan, Caledonian and Proterozoic features inferred from deep seismic profiles recorded between southern Ireland, southwestern Britain and western France. *Tectonophysics* 177, 15–37. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90272-A](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90272-A)
- Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J.-P., Van Den Driessche, J., 2000. Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105, 19273–19288.
- Butaeye, D., Laville, E., Le Gall, J., 2001. Géométrie et cinématique des chevauchements varisques du Nord-Est du Massif armoricain (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 332, 283–289. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(01\)01542-7](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01542-7)
- Chadwick, R.A., 1986. Extension tectonics in the Wessex Basin, southern England. *Journal of the Geological Society* 143, 465–488.
- Chadwick, R.A., 1993. Aspects of basin inversion in southern Britain. *Journal of the Geological Society* 150, 311–322.
- Chadwick, R.A., Evans, D.J., 1995. The timing and direction of Permo-Triassic extension in southern Britain. *SP* 91, 161–192. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1995.091.01.09>
- Chantraine, J., Autran, A., Cavelier, C., 2003. Carte géologique de la France (version numérique) à l'échelle du millionième. BRGM, Orléans.
- Chantraine, J., Egal, E., Thiéblemont, D., Le Goff, E., Guerrot, C., Ballèvre, M., Guennoc, P., 2001. The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France): a segment of the North Atlantic Panafrikan belt. *Tectonophysics* 331, 1–18. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00233-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00233-X)
- Chantraine, J., Rolet, J., Santallier, D.S., Piqué, A. (Eds.), 1994. *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-84915-2>

- Coutard, S., Lautridou, J., Rhodes, E., Clet, M., 2006. Tectonic, eustatic and climatic significance of raised beaches of Val de Saire, Cotentin, Normandy, France. *Quaternary Science Reviews* 25, 595–611. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.02.003>
- Deconinck, J.F., Baudin, F., 2008. Kimmeridgian and Tithonian sedimentary deposits of the North-Western part of the Paris Basin (Normandy and Boulonnais). *Ann. Soc. Géol. Nord* 15, 77–90.
- Delouis, B., Haessier, H., Cisternas, A., Rivera, L., 1993. Stress tensor determination in France and neighbouring regions. *Tectonophysics* 221, 25.
- Dissler, E., 1987. Evolution géodynamique cadomienne du Nord-Cotentin (Massif armoricain). Caen.
- Dissler, E., Doré, F., Dupret, L., Gresselin, F., Gall, J.L., 1988. L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. *Bulletin de la Société Géologique de France* IV, 801–814. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.IV.5.801>
- Dissler, E., Gresselin, F., 1988. The North cotentin shear-zone (Normandy-France): Variscan mobilization of the cadomian basement and its palaeozoic cover. *Geological Journal* 23, 191–204.
- Doré, F., Dupret, L., Lautridou, J.P., Hommeril, P., 1988. Notice explicative de la carte géologique de la France à (1/50 000), feuille Granville (172). BRGM, Orléans.
- Dugué, O., Lautridou, J.-P., Quesnel, F., Clet, M., Poupinet, N., Bourdillon, C., 2009. Evolution sédimentaire cénozoïque (Paléocène à Pléistocène inférieur) de la Normandie. *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 20, 275–303.
- Duperret, A., 2019. COCOTEC 19 cruise, Haliotis R/V. <https://doi.org/10.17600/18000965>
- Dupret, L., Dissler, E., Doré, F., Gresselin, F., Le Gall, J., 1990. Cadomian geodynamic evolution of the northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). *Geological Society, London, Special Publications* 51, 115–131. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.051.01.08>
- Elhai, H., 1963. La Normandie occidentale entre la Seine et le golfe normand-breton. Étude morphologique. *L'Information Géographique* 27, 180–182.
- Evans, C.D.R., 1990. United Kingdom offshore regional report: the geology of the western English Channel and its western approaches. British Geological Survey.
- Faure, M., 1995. Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central. *Tectonics* 14, 132–153. <https://doi.org/10.1029/94TC02021>
- Font, M., Lagarde, J.-L., Amorese, D., Coutard, J.-P., Ozouf, J.-C., 2002. Une méthode de quantification de la dégradation d'un escarpement de faille au cours des cycles climatiques du Quaternaire : la faille de Jobourg (Nord Cotentin, France). *Comptes Rendus Geoscience* 334, 171–178. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(02\)01732-7](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01732-7)
- Fourniguet, J., 1987. Géodynamique actuelle dans le Nord et le Nord-Est de la France. Mémoires du BRGM (Paris).
- Furgerot, L., Poprawski, Y., Violet, M., Poizot, E., Bailly du Bois, P., Morillon, M., Mear, Y., 2019. High-resolution bathymetry of the Alderney Race and its geological and sedimentological description (Raz Blanchard, northwest France). *Journal of Maps* 15, 708–718. <https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1657510>

- Graindor, M.J., 1998. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000), feuille de Cherbourg (72).
- Gresselin, F., 1990. Evolution varisque du Massif armoricain oriental: insertion dans une transversale ouest-européenne. Caen.
- Hamblin, R.J.O., Crosby, A., Balson, P.S., Jones, S.M., Chadwick, R.A., Penn, I.E., Arthur, M.J., 1992. The geology of the English Channel. United Kingdom offshore regional report. HMSO, London.
- Inglis, J.D., Samson, S.D., D'Lemos, R.S., Miller, B.V., 2005. Timing of Cadomian deformation and magmatism within La Hague, NW France. *Journal of the Geological Society* 162, 389–400. <https://doi.org/10.1144/0016-764904-006>
- Jomard, H., Cushing, E.M., Palumbo, L., Baize, S., David, C., Chartier, T., 2017. Transposing an active fault database into a seismic hazard fault model for nuclear facilities – Part 1: Building a database of potentially active faults (BDFA) for metropolitan France. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 17, 1573–1584. <https://doi.org/10.5194/nhess-17-1573-2017>
- Jonin, M., Vidal, P., 1975. Etude géochronologique des granitoides de la Mancellia, Massif Armoricain, France. *Canadian Journal of Earth Sciences* 12, 920–927.
- Klein, C., 1990. L'évolution géomorphologique de l'Europe hercynienne occidentale et centrale. Mémoires et Documents de Géographie. Éditions du Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.
- Lagarde, J.L., Amorese, D., Font, M., Laville, E., Dugué, O., 2003. The structural evolution of the English Channel area. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association* 18, 201–213. <https://doi.org/10.1002/jqs.744>
- Lagarde, J.-L., Baize, S., Amorese, D., Delcaillau, B., Font, M., Volant, P., 2000. Active tectonics, seismicity and geomorphology with special reference to Normandy (France). *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association* 15, 745–758. <https://doi.org/10.1002/1099-1417>
- Lake, S.D., Karner, G.D., 1987. The structure and evolution of the Wessex Basin, southern England: an example of inversion tectonics. *Tectonophysics* 137, 347–378. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90328-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90328-3)
- Lamarche, J., Bergerat, F., Mansy, J.-L., 1998. Déformations cassantes et plicatives dans le Jurassique du Boulonnais (France), influence lithostructurale et héritage paléozoïque. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 57–63.
- Le Corre, C., Auvray, B., Ballèvre, M., Robardet, M., 1991. Le Massif Armoricain/The Armorican Massif. *Sciences Géologiques, bulletins et mémoires* 44, 31–103.
- Le Gall, B., Authemayou, C., Ehrhold, A., Paquette, J.-L., Bussien, D., Chazot, G., Aouizerat, A., Pastol, Y., 2014. LiDAR offshore structural mapping and U/Pb zircon/monazite dating of Variscan strain in the Leon metamorphic domain, NW Brittany. *Tectonophysics* 630, 236–250. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.026>
- Le Gall, B., Authemayou, C., Graindorge, D., Duperret, A., Kaci, T., Ehrhold, A., Schmitt, T., 2021. Status of Basement Terranes in Orogens: Insights From the Cadomian Domain of the North

- Armorican Variscides, Western France. *Tectonics* 40. <https://doi.org/10.1029/2020TC006578>
- Le Roy, P., Gracia-Garay, C., Guennoc, P., Bourillet, J.-F., Reynaud, J.-Y., Thinon, I., Kervevan, P., Paquet, F., Menier, D., Bulois, C., 2011. Cenozoic tectonics of the Western Approaches Channel basins and its control of local drainage systems. *Bulletin de la Société Géologique de France* 182, 451–463. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.182.5.451>
- Lericolais, G., 1997. Evolution du fleuve Manche depuis l'oligocène: stratigraphie et géomorphologie d'une plateforme continentale en régime périglaciaire (Thesis). Université Bordeaux I.
- Lericolais, G., Auffret, J.-P., Bourillet, J.-F., 2003. The Quaternary Channel River: seismic stratigraphy of its palaeo-valleys and deeps. *J. Quaternary Sci.* 18, 245–260. <https://doi.org/10.1002/jqs.759>
- Martin, E., François, C., Paquette, J.-L., Capdevilla, R., Lejeune, A.-M., 2018. Petro-geochemistry and zircon U-Pb dating of the late Variscan Flamanville granodiorite and its Paleoproterozoic basement (Normandy, France). *Géologie de la France* 34.
- Masclé, A., Cazes, M., 1987. La couverture sédimentaire du Bassin parisien le long du profil ECORS-Nord de la France. *Revue de l'Institut français du pétrole* 42, 303–316.
- Nexer, M., 2015. Etude conjointe des réseaux de drainage et des paléocôtes plio-quaternaires soulevées: exemples de l'Indonésie et du golfe Normand Breton. Université de Caen Normandie. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.36395.13600>
- Nexer, M., Authemayou, C., Schildgen, T., Hantoro, W.S., Molliex, S., Delcaillau, B., Pedoja, K., Husson, L., Regard, V., 2015. Evaluation of morphometric proxies for uplift on sequences of coral reef terraces: A case study from Sumba Island (Indonesia). *Geomorphology* 241, 145–159. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.03.036>
- Pareyn, C., 1954. Le bassin houiller de Littry (Calvados). Imprimerie Nationale.
- Pareyn, C., 1980. Mise en évidence d'une activité néotectonique pliocène et quaternaire dans le Cotentin, le bassin de Carentan et le Bessin (Manche et Calvados). *Bulletin de la Société Géologique de France* S7-XXII, 695–701. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XXII.4.695>
- Pareyn, C., L'Homer, A., 1989. Le bassin permien de Carentan. Synthèse des bassins permien français-Mém. BRGM 128, 288.
- Pedoja, Jara-Muñoz, J., De Gelder, G., Robertson, J., Meschis, M., Fernandez-Blanco, D., Nexer, M., Poprawski, Y., Dugué, O., Delcaillau, B., Bessin, P., Benabdelouahed, M., Authemayou, C., Husson, L., Regard, V., Menier, D., Pinel, B., 2018. Neogene-Quaternary slow coastal uplift of Western Europe through the perspective of sequences of strandlines from the Cotentin Peninsula (Normandy, France). *Geomorphology* 303, 338–356. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.11.021>
- Raimbault, C., Duperret, A., Le Gall, B., Authemayou, C., 2018. Structural inheritance and coastal geomorphology in SW Brittany, France: An onshore/offshore integrated approach. *Geomorphology* 306, 141–154. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.01.018>
- Roberts, D.G., Montadert, L., CHARPAL, D., 1981. Continental margin from the Porcupine Seabight to the Armorican marginal basin.

- Rolet, J., Gresselin, F., Jegouzo, P., Ledru, P., Wyns, R., 1994. Intracontinental hercynian events in the Armorican Massif, in: *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*. Springer, pp. 195–219.
- Thinon, I., Fidalgo-González, L., Réhault, J.-P., Olivet, J.-L., 2001. Déformations pyrénéennes dans le golfe de Gascogne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 332, 561–568. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(01\)01576-2](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01576-2)
- Thinon, I., Menier, D., Guennoc, P., Proust, J.-N., 2009. Carte géologique de la France à 1/250 000: Marge continentale–Lorient Bretagne Sud Première édition.
- Tucker, R.M., Arter, G., 1987. The tectonic evolution of the North Celtic Sea and Cardigan Bay basins with special reference to basin inversion. *Tectonophysics* 137, 291–307.
- Van Hoorn, B., 1987. The south Celtic Sea/Bristol Channel Basin: origin, deformation and inversion history. *Tectonophysics* 137, 309–334.
- Van Vliet-Lanoë, B., Mansy, J.-L., Henriët, J.-P., Laurent, M., Vidier, J.-P., 2004. Une inversion tectonique cénozoïque par étapes : le Pas-de-Calais. *Bulletin de la Société Géologique de France* 175, 175–195. <https://doi.org/10.2113/175.2.175>
- Vandycke, S., Bergerat, F., 2001. Brittle tectonic structures and palaeostress analysis in the Isle of Wight, Wessex basin, southern U.K. *Journal of Structural Geology* 23, 393–406. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00125-5](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00125-5)
- Vernhet, Y., Baize, S., Coutard, J.P., Langevin, C., 1999. Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50,000), feuille Balleroy (118). BRGM, Orléans.
- Vignerresse, J.-L., 1988. La fracturation post-hercynienne du Massif armoricain d'après les données géophysiques. *Géologie de la France* 4, 3–10.
- Whittaker, A., 1985. *Atlas of onshore sedimentary basins in England and Wales: post-Carboniferous tectonics and stratigraphy*. Blackie Glasgow.
- Ziegler, A.M., Scotese, C., McKerrow, W., Johnson, M., Bambach, R., 1979. Paleozoic Paleogeography. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 7, 473–502. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.07.050179.002353>
- Ziegler, P., 1990. *Geological atlas of western and central Europe*, 239 pp. Mijdrecht: Shell International Petroleum.
- Ziegler, P.A., 1981. Evolution of sedimentary basins in North-West Europe.
- Ziegler, P.A., 1987. Evolution of the Western Approaches Trough. *Tectonophysics* 137, 341–346. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90327-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90327-1)
- Ziegler, P.A., Cloetingh, S., van Wees, J.-D., 1995. Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics* 7–59.

5.3	Les magnitudes de coda	197
5.4	Synthèse.....	198
5.5	Méthode de détermination des mécanismes au foyer	199
5.5.1	FOCMEC et FPFIT	200
6.	Applications à quelques séismes instrumentaux du GNB.....	201
6.1	Le séisme de Saint-Hélier du 11 juillet 2014 et ses répliques.....	202
6.1.1	Le séisme du 18 juillet 2014.....	205
6.1.2	Séisme du 23 juillet 2014	205
6.1.3	Séisme 7 Novembre 2014.....	206
6.1.4	Séisme 25 février 2015.....	206
6.1.5	Synthèse de la crise de Jersey	206
6.2	Séisme de Coutances du 16 septembre 2020	207
6.3	Évolution spatio-temporelle de l'activité sismique dans le secteur de Jersey	208
6.4	Séisme de La Hague 01 février 2020.....	209
7.	Les failles potentiellement actives du NW Cotentin.....	211
8.	La sismicité versus l'héritage structural.....	213
9.	Conclusion	214
10.	Références	217

1. Introduction

L'analyse de l'activité sismique enregistrée dans une région est un préliminaire à la compréhension du fonctionnement des réseaux fracturés dans les champs de contraintes tectoniques actuel et récent. En effet, la notion d'activité d'une faille est caractérisée par son potentiel de génération de séismes sur une période récente (le Quaternaire). Bien que l'ensemble du Massif Armoricaïn, du fait de son contexte intraplaque, soit considéré comme une zone de sismicité faible à modérée (Mazzotti et al., 2020), des séismes de magnitude $M_w > 5$ peuvent avoir lieu. Ce chapitre est donc dédié à l'analyse de la sismicité dans le Golfe Normand-Breton (GNB) et la péninsule du Cotentin (CP). La première étape a consisté à établir un catalogue inédit de sismicité historique et instrumentale, et la seconde à déterminer les mécanismes au foyer de séismes récents, pour tenter de mieux cibler les segments de failles susceptibles d'être actifs.

2. La sismicité historique

Les premiers catalogues de sismicité se réfèrent aux différents témoignages recueillis et aux archives (coupures de presse, manuscrit, travaux scientifiques ...). La sismicité historique métropolitaine est recensée depuis l'an mille (Scotti et al., 2004) dans la base de données de SisFrance du BRGM-EDF-IRSN (<http://www.sisfrance.net/>).

2.1 Le catalogue national SISFRANCE

Le catalogue SISFRANCE décrit l'importance de la secousse en un lieu donné, les dégâts (estimation statique des effets) observés sur les personnes, les objets et les constructions. Dans la base de données de SISFRANCE, les témoignages sont traduits par rapport à l'échelle d'intensité (I_0) macrosismique M.S.K-64 (Medvedev, Sponheuer, Karnik) qui décrit 12 degrés d'intensité épiscopale (de I à XII) (Medvedev et al., 1965) ou sa version réactualisée en 1998, EMS98 (Bureau Central Sismologique Français (BCSF)). Seule la valeur d'intensité VII est atteinte en France, en particulier au sud du Massif Armoricaïn, décrivant des dommages prononcés sur les habitations (Figure 4. 1).

Chaque séisme est référencé par un numéro d'identité unique (Numect) et il n'est intégré dans la base de données SISFRANCE que si au moins une observation individuelle est fournie. Ces observations sont quantifiées par un nombre appelé IDP (Intensity Data Points) caractérisant un nombre d'observations pour chaque niveau d'intensité macrosismique supérieur ou égal à VI (MSK-64) à un endroit donné. Le niveau d'intensité $I_0=VI$ (MSK-64) étant celui à partir duquel sont observés des dégâts sur les structures. Un IDP est considéré comme un point de ressenti quantifié. Par exemple, en France, la plus haute intensité de points (IDP) reportée se résume à

deux points d'intensité IX, enregistrés suite au séisme de Lambesc en 1909 ($I_0=VIII-IX$) et le séisme Ligure en 1887 ($I_0=IX$). Depuis 2007, seul le séisme du Teil en 2019 a atteint un niveau d'intensité $I_0= VII-VIII$ (Jomard et al, 2022). Pour un événement sismique donné, tous les IDP (points de ressentis quantifiés) sont additionnés au nombre de ressentis non quantifiés ($I_0<VI$), pour constituer un nombre MDP (Macroseismic Data Points).

A chaque niveau d'interprétation des archives, un index de qualité est produit, de manière à définir un niveau d'incertitude sur la donnée historique dans la base de données SISFRANCE. Deux indices de qualité sont utilisés : le QIE (Qualité de l'Intensité Epicentrale) et le QPOS (Qualité de la Position d'Observation Sismique).

Ces facteurs de qualité sont le résultat d'un calcul basé sur l'atténuation de l'intensité dans le catalogue FCAT-17 (Manchuel et al., 2018).

Le QIE est basé sur la répartition des MDP entre eux. Un code A traduit une valeur d'intensité macrosismique (I_0) fiable, avec des MDP proches les uns des autres et des observations d'intensité considérées comme certaines. Le code B fait référence à des MDP un peu plus éloignés les uns des autres. Le Code C à des MDP épars donc incertains, le code E pour des MDP épars et très éloignés les uns des autres avec une observation d'intensité épiscopentrale considérée comme arbitraire. Enfin, le code K est attribué à un séisme considéré comme assez certain, mais dont l'intensité a été recalculée d'après une loi d'atténuation. Le code E revient à un séisme considéré comme arbitraire, avec des MDP très épars et éloignés. Le code I indique qu'un seul MDP est disponible (Jomard et al, 2021).

Le QPOS quantifie l'incertitude de localisation qui varie de A à I, avec un code A pour une bonne localisation à quelques kilomètres près, un code B pour une localisation à environ 10 km, un code C entre 10 et 20 km, un code D jusqu'à 50 km, un code E pour plus de 50 km et code I pour un point isolé (Jomard et al, 2021).

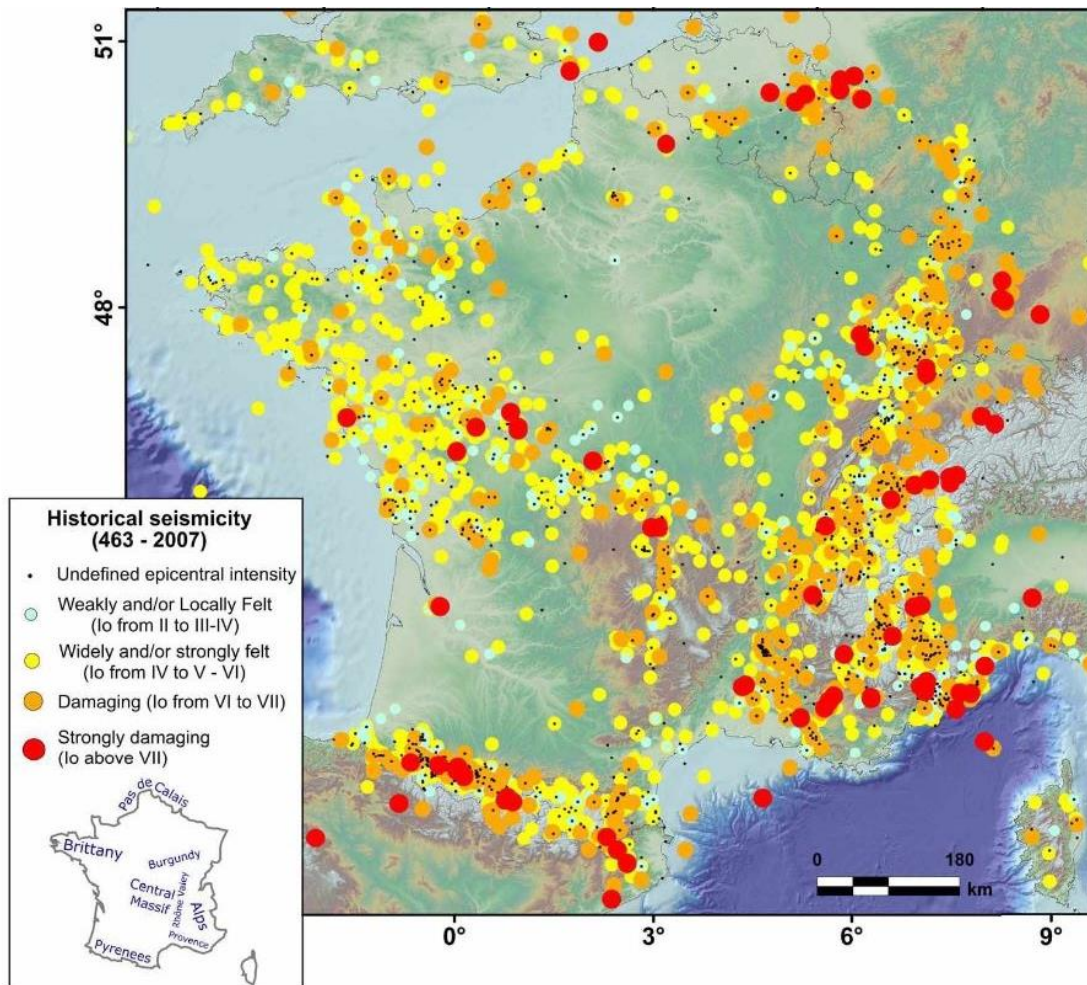


Figure 4. 1 : Sismicité historique de la France métropolitaine entre l'an 463 et 2007, issue de la base de données SISFRANCE (version 2017) représentée en intensité épicentrale (Jomard et al., 2022).

2.2 Le catalogue FCAT-17

Le catalogue FCAT-17 (The French seismic CATalogue) publié récemment (Manchuel et al., 2018) mixe les données de sismicité historique et instrumentale sur le territoire français. Il a été construit à partir des données de séismes historiques établi dans le cadre du projet SIGMA (Seismic Ground Motion Assessment) (EDF-CEA-AREVA-ENEL) pour la période de 463 à 1965 et des données instrumentales de 1965 à 2009 provenant des travaux du projet SI-Hex (Sismicité Instrumentale de l'Hexagone). Le projet SIGMA a consisté à évaluer les paramètres de la sismicité historique à partir de la base de données macrosismiques SISFRANCE (voir ci-dessus). La combinaison des catalogues SISFRANCE (sismicité historique) et Si-HEX (sismicité instrumentale) a été réalisée en adoptant une grandeur de magnitude de moment (M_w) et une profondeur hypocentrale recalculée pour les séismes historiques. La calibration est réalisée à partir d'équations de prédiction d'intensité régionales (IPE) pour l'estimation de M_w et d'un processus d'inversion pour la détermination des profondeurs. Les incertitudes associées aux données

macrosismiques calculées sont intégrées. Sur la période historique, 27% des évènements du catalogue SISFRANCE ont bénéficié d'une inversion jointe de M_w et de profondeur. Il s'agit de tous les évènements historiques qui montrent une bonne qualité de données macrosismiques recueillies (IDP, MDP, QIE, QPOS). Les 73% de séismes restants ont nécessité une estimation *a priori* de leur profondeur pour le calcul de la M_w . La profondeur choisie a été établie en fonction d'une valeur médiane de la distribution des profondeurs de séismes pour une région donnée, ce qui est le cas pour les séismes mal contraints comme les séismes très anciens, transfrontaliers ou offshore (Manchuel et al, 2018).

2.3 La sismicité historique du secteur CP-GNB

Les premiers témoignages recensés dans le catalogue SisFrance pour la zone CP-GNB, délimitée par les longitudes 0.35° E et 3.30° W et les latitudes 48.3° N et 50.0° N, remontent à l'an 1091 et s'étalent jusqu'à 1970. Près de 119 évènements atteignent des valeurs d'intensité de VII en échelle MSK-64. Durant cette période, la zone CP-GNB a connu plusieurs évènements de grande ampleur largement ressentis dans la région normande et dans le sud de l'Angleterre avec une activité importante entre Jersey et Coutances (Figure 4. 2). Les deux séismes de Jersey (voir ci-dessous) sont par exemple très bien documentés dans les travaux récents de Amorèse et al. (2020) : L'évènement du 30 juillet 1926 (intensité MSK-64 VI-VII) et l'évènement du 17 février 1927 (intensité MSK-64 VI). Pour ces deux séismes, Amorèse et al. (2020) a relocalisé et évalué leur magnitude de moment en se basant sur les données des temps d'arrivée provenant de différentes sources, y compris à partir de travaux antérieurs (Jeffreys, 1927 ; Rothé et al., 1928), ainsi que des lectures de temps propres dans les bulletins nationaux. Ces données ont été combinées au modèle de vitesse crustale régional des ondes P et S développé par Perrot et al. (2005), extrait du modèle AK135 (Kennett et al., 1995). Ainsi, la nouvelle localisation du séisme de 1926 diffère de celle proposée par Levret et al. (1996) et de la base de données SisFrance, plaçant l'épicentre à 15 km à l'est de Jersey. En revanche, pour le séisme de 1927, l'épicentre est placé un peu plus au sud, mais avec moins de contraintes en raison du nombre limité d'observations. Les profondeurs obtenues à partir des données instrumentales pour le séisme de Jersey de 1926 ne contredisent pas les estimations de profondeur macrosismique provenant de la base de données SisFrance et de l'étude de Levret et al. (1996). Cela suggère une profondeur de 6 km pour le séisme de 1926 et de 7 km pour celui de 1927. Les estimations des magnitudes de moment obtenues par Amorèse et al. (2020) correspondent à 5 - 5.5 pour le séisme de 1926 et 4.6 pour celui de 1927 (Manchuel et al., 2018). Ainsi, ces séismes restent parmi les plus puissants que la région ait connu (Tableau 4. 1).

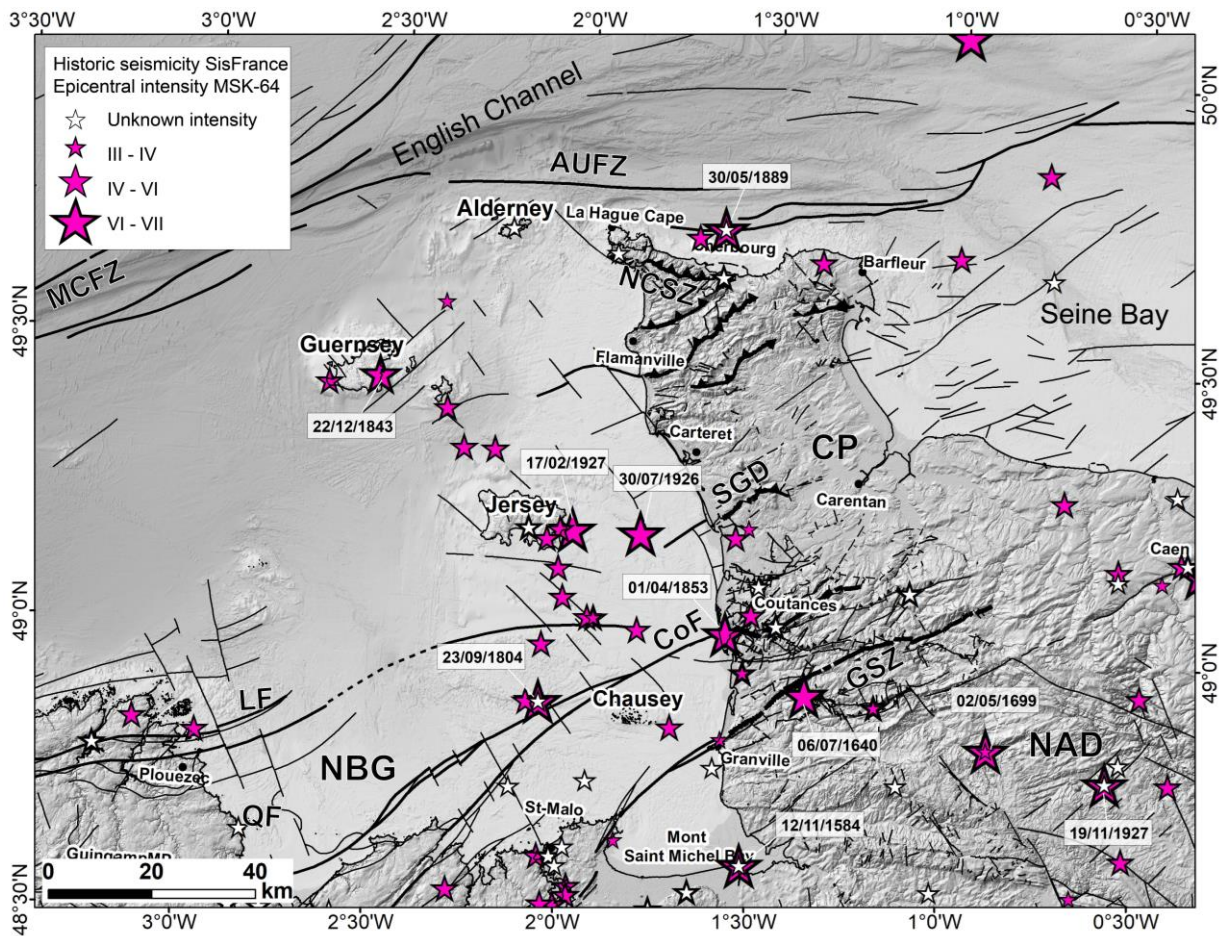


Figure 4. 2 : Sismicité historique du secteur CP-GNB entre 1091 et 1962, issu du catalogue SisFrance (www.sisfrance.net) et incluant la relocalisation des deux séismes au large de Jersey, celui du 30 juillet 1926 et du 17 février 1927 (Amorèse et al., 2020). Les étoiles de couleur indiquent l'intensité épiscopentrale I_0 MSK-64. Les linéaments structuraux du Domaine Nord Armoricaïn (NAD) et du Golfe Normand-Breton (GNB) sont modifiés à partir des cartes géologiques du BRGM (1/50 000 à terre et 1/1 000 000 au large) et de la carte de la Baie de Seine (Benabdellouahed et al., 2014).

D'autres séismes importants sont signalés avec une intensité et une localisation associée à des facteurs de qualité (QPOS et QIE) très faibles, notés "C". Parmi eux, on peut citer le séisme de Coutances survenu le 1er avril 1853, avec une intensité épiscopentrale de VI-VII (échelle MSK-64), qui a causé des dommages légers dans la ville de Coutances. De même, le séisme de Cherbourg du 30 mai 1889, d'une intensité VI (échelle MSK-64), a été ressenti également sur les côtes anglaises (Figure 4. 2). La profondeur estimée de ces deux séismes est de 20 km, avec un indice de précision épiscopentrale de 10 à 20 km.

Tableau 4. 1 : Localisations et valeurs d'intensité épiscopentrale pour les séismes historiques importants rapportés pour la CP et le GNB. Les valeurs de profondeur et de magnitude du moment M_w sont celles calculées dans le catalogue FCAT-17 (Manchuel et al., 2018). (I₀) représente l'intensité épiscopentrale, QPOS est l'indice de précision épiscopentrale et QIE est l'indice d'évaluation de l'intensité.

Date	Intensity (I ₀)	Time	City	Long.	Lat.	QPOS	QIE	Depth	M _w FCAT-17
12/11/1584	6	19:00:00	MONT-SAINT-MICHEL	-1.517	48.633	I	I	-	4.7
06/07/1640	6	23:00:00	COUTANCES	-1.367	48.933	E	E	18	5.2
02/05/1699	6	17:00:00	COUTANCES	-0.883	48.85	I	I	14	4.7
23/09/1804	6	16:00:00	SAINT-MALO	-2.067	48.9	D	E	11	4.3
22/12/1843	6	15:53:00	GUERNSEY	-2.533	49.45	D	B	17	3.6
01/04/1853	6.5	22:45:00	COUTANCES	-1.583	49.033	C	C	18	5.3
30/05/1889	6	20:30:00	CHERBOURG	-1.633	49.733	C	C	20	5.5
30/07/1926	6.5	13:19:52	JERSEY	-1.82	49.2	C	C	6	4.6
17/02/1927	5	23:17:32	JERSEY	-2	49.2	B	B	7	5.2
19/11/1927	6	23:03:23	FLERS	-0.567	48.8	C	B	17	5

En conclusion, la sismicité historique de la région CP-GNB nous indique qu'un séisme de Magnitude $M_w=5$, voire 5.5 est susceptible d'avoir lieu. Il s'agirait d'une zone sismogénique relativement profonde (15 à 20 km) située à la limite entre la croûte supérieure fragile et la croûte inférieure ductile. Une sismicité comparable est connue le long du cisaillement sud-armoricain, avec un séisme de magnitude plus élevée ($M_w=6.2$) enregistré en Vendée en 1799 (Kaub et al., 2021). Le très récent séisme de Laigne qui a eu lieu en Charente Maritime le 19 juin 2023 avait quant à lui une magnitude M_w estimée à 4.8/4.9 (EPOS-Resif, 2023).

3. Réseaux et catalogues sismologiques disponibles

3.1 Les réseaux sismologiques

3.1.1 Laboratoire de Détection et de Géophysique (LDG)

Le réseau de sismographes du LDG est le plus ancien de France, opérationnel depuis 1962. Il couvre une partie des pays voisins pour inclure tous les événements ressentis en France. Le réseau (LDG) porte le code FDSN (RD) (RESIF, 2018). Le réseau du LDG est composé de stations dont les données sont transmises en temps réel au centre de Bruyères-le-Chatel. En 2022, il était composé de quarante-quatre stations, comprenant des sismomètres courte période (CPZ et 3CP), large bande (LB) et longue période (LP), des accéléromètres et des infra-sons (Figure 4. 3).

Les stations de chaque réseau portent un nom de code à trois lettres. Chaque station peut comporter un ou plusieurs types de capteurs (Figure 4. 3). Afin de mesurer de manière complète les mouvements du sol, une station sismologique est équipée de capteurs trois composantes qui détectent les mouvements du sol dans les 3 directions de l'espace.



Figure 4. 3 : Le réseau de stations du Laboratoire de Détection Géophysique (LDG), du CEA sur l'ensemble du territoire métropolitain et la Corse en 2022 (<https://www-dase.cea.fr/>).

3.1.1.1 Les types de capteurs ou de sismomètres

Les capteurs sismologiques utilisent les principes de l'électromagnétisme. Ils sont constitués d'une masse à laquelle est fixé un aimant et d'une bobine solidaire du bâti. Lorsque le sol se déplace, le bâti et la bobine se déplacent simultanément, créant un mouvement relatif entre eux et la masse. À l'intérieur de la bobine, la masse en oscillant génère un courant électrique proportionnel à l'intensité du déplacement du sol. Ce signal est numérisé pour être enregistré et analysé.

Un signal sismique peut contenir des périodes allant de quelques centièmes de seconde à plusieurs minutes. Les sismomètres sont donc classés en fonction de leur sensibilité fréquentielle. On distingue donc les sismomètres dits « courtes périodes », les capteurs large-bande et les sismomètres dits « longue-période ».

- Les capteurs courte-période (CP)

Les sismomètres courte-période sont des capteurs vélocimétriques qui mesurent la vitesse du mouvement du sol pour des fréquences supérieures à la fréquence de résonance de l'appareil (1 Hz). Ils sont utilisés pour étudier la sismicité locale et régionale et les ondes de volume (onde P et S) dont la période est de 0.1 à 2 secondes. Ces ondes se propagent sur des distances relativement courtes, ce qui permet de faire une analyse précise des séismes dans les régions proches des capteurs (Figure 4. 4).

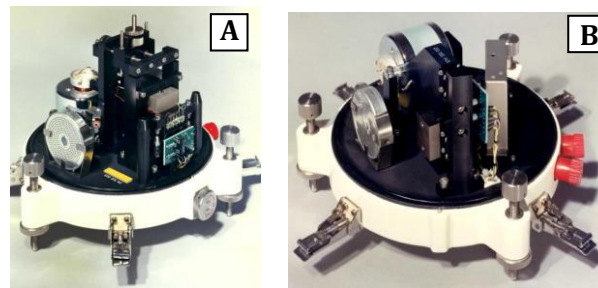


Figure 4. 4 : (A) Sismomètres vertical courte période ZM 500, (B) sismomètre horizontal courte période HM 500 (<https://www-dase.cea.fr/>).

- Les sismomètres longue-période (LP)

Ce sont des capteurs accélérométriques, qui permettent de mesurer l'accélération du sol soumis à des mouvements forts sans saturation. Ils sont utilisés pour étudier les ondes de surface et les ondes de volume des séismes de forte magnitude qui se propagent sur de grande distance, pour des périodes de 2 secondes à plusieurs minutes soit des basses fréquences comprises entre 0.03 à 0.1 Hz (<https://medihal.archives-ouvertes.fr/>) (Figure 4. 5).

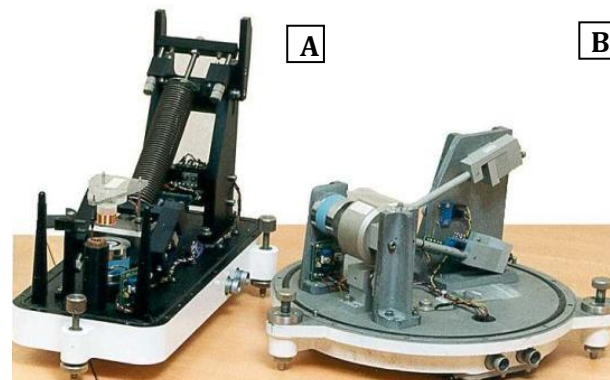


Figure 4. 5 : Sismomètres longues périodes (A) vertical et (B) horizontal LPHA-12s (<https://www-dase.cea.fr/>).

- Les sismomètres vélocimétriques large-bande (LB)

Ils permettent de mesurer la vitesse de faibles mouvements du sol. Ils sont moins sensibles que les capteurs à courte ou longue période et enregistrent une bande passante allant de périodes de 100 s à 0.02 s.

3.1.1.2 Stations LDG du Grand Ouest

Dans l'ouest de la France, sept stations du réseau LDG ont été déployées (FLN, LDF, GRR, ROSF, QUIF, SGMF et MFF,) (Figure 4. 3). Les stations courtes périodes FLN, GRR, LDF ont été installées en 1962, FLN et GRR sont toujours en service. La station QUIF a été également équipée d'un capteur accélérométrique et ses données sont mises à disposition par le biais du réseau RAP (Réseau Accélérométrique Permanent). Les données des stations courtes périodes verticales

(ROSF ou ROT2, MFF ou MFT2) sont disponibles via le portail RESIF (Réseau Sismologique et Géodésique Français).

3.1.2 Le Réseau Sismologique et Géodésique Français (RESIF-EPOS, EPOS-France)

Le réseau RESIF est une Infrastructure de Recherche (IR) nationale, lancée en 2009. Elle a été créée dans le but de fédérer, moderniser et développer les moyens d'observations géophysiques. Le RESIF est maintenant intégrée à l'infrastructure européenne EPOS (European plate observing system). EPOS est une infrastructure qui intègre les données en Sciences de la Terre à partir de services préexistants en Europe. RESIF-EPOS change de nom et migre en EPOS-France à l'automne 2023.

Le réseau RESIF-EPOS comprend des réseaux permanents (866 stations permanentes et 281 stations associées) et des parcs d'instruments mobiles (308 stations). Ils servent à des mesures sismologiques, géodésiques et gravimétriques en continu. Le RESIF est coordonné par l'INSU-CNRS au sein d'un consortium qui fédère 18 partenaires (<https://www.resif.fr/>). Il se charge de coordonner l'ensemble des travaux sur la sismicité au sein d'une seule structure. Le RESIF assure la diffusion des données de la sismicité française provenant des différents réseaux français (RéNaSS, RLBP et RAP) qui gèrent l'installation, l'entretien des stations ainsi que la transmission des données. Pour chaque événement, le RESIF compile toutes les informations des paramètres de localisation : heure d'origine, latitude, longitude, profondeur, temps d'arrivée des phases, magnitude, etc.. Ces paramètres sont fournis par les membres du RESIF (CEA, BCSF-RéNaSS) et les membres qui effectuent des analyses de sismicité régionale au sein de divers observatoires régionaux (OCA, OMP, OSUG...). Il gère aussi les données macrosismiques (sismicité historique et contemporaine), collecte et analyse les données macrosismiques dans le but de les jumeler avec le bulletin de sismicité multi-origines du RESIF. Les métadonnées des stations RESIF (formes d'ondes) sont disponibles via des webservice au format d'échange miniSeed (<https://seismology.resif.fr/fr/metadonnees/>).

3.1.2.1 Le Réseau Large Bande Permanent (RLBP-RESIF)

Le RLBP (code FR) mesure en continu l'activité sismique depuis 2006. Il est constitué de 173 stations équipées de sismomètres vélocimétriques à large bande passante (fréquences de 2.5 mHz à 50 Hz) (RESIF, 1995) (Figure 4. 6). Ce service national est piloté par l'EOST (Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, Strasbourg), opéré par différents partenaires du RESIF : huit observatoires du CNRS (OSU, Observatoires des Sciences de l'Univers) et le LDG, sous la responsabilité de l'INSU-CNRS. Il se charge de la mise à jour des métadonnées et du contrôle

qualité des formes d'ondes. Les données du RLBP sont utilisées par différents centres sismologiques régionaux ainsi que par le réseau RéNaSS.

3.1.2.2 Stations RLBP du Grand Ouest

Le massif armoricain est assez bien couvert par les stations du réseau RLBP, on compte au total 35 stations large bande (ABJF, BEGF, BESN, BIMF, BOUF, BRGF, BSCF, CAMF, CHIF, BARI, CLEV, CLF, CLMF, CRNF, CURIE, GARF, GIZF, GNEF, HELF, LCHF, LGIF, LOCF, LOUF, LRYF, MATF, MTNF, OLEF, OLIV, PLEF, PLOF, RIAF, SDOF, SOMF, SROF, TSDF)(Figure 4. 6).

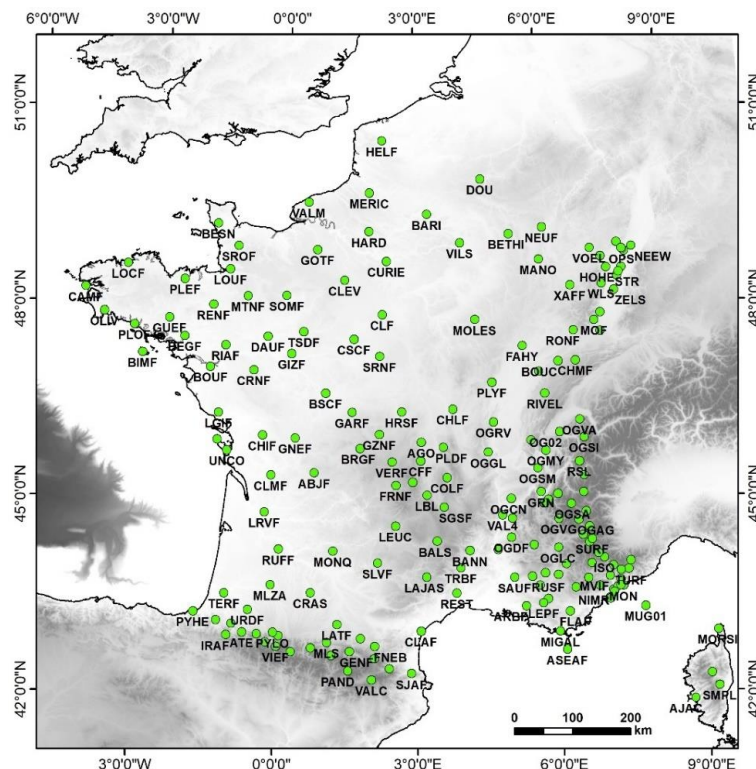


Figure 4. 6 : Carte de répartition des stations large bande passante du réseau RLBP en France métropolitaine (<https://www.resif.fr/>).

3.1.3 Le Réseau National de Surveillance Sismique (RéNaSS)

Le Réseau National de Surveillance Sismique (RéNaSS) est la fédération des réseaux régionaux de surveillance sismique basée à l'EOST de Strasbourg. Il a été mis en service au début des années 1980 pour améliorer la couverture instrumentale de la France. Ce réseau, composé de stations courte-période, prend en charge le suivi de l'activité sismique en France métropolitaine et des zones frontalières. Son rôle ne se limite pas qu'à établir la discrimination entre la sismicité naturelle et anthropique, mais il permet aussi la détermination des paramètres sources (localisation de l'hypocentre, temps d'origine, magnitudes), l'archivage des données sismologiques et leur diffusion (catalogues).

Depuis 2010, les stations qui constituaient ce réseau sont converties en stations large-bande. En plus de la modernisation de son réseau, le RéNaSS s'intègre au projet RESIF-CLB (Construction Large-Bande) qui permet de densifier le réseau sismologique en intégrant les stations du Réseau Large-Bande Permanente (RLBP) (Figure 4. 7).

Le BCSF (Bureau Central Sismologique Français) et le RéNaSS se sont regroupés depuis janvier 2013 en un unique service national. Le nouveau service dispose des données instrumentales en provenance des stations sismologiques associées au RéNaSS et du réseau sismologique du LDG (Figure 4. 7). Le BCSF est donc chargé d'analyser et de diffuser des informations sur les séismes affectant le territoire français. Il collecte les données macrosismiques sur le terrain et assure leur interprétation en matière de détermination d'intensité macrosismique (I_0). Le BCSF intervient pour les séismes instrumentaux enregistrés par les stations sismologiques fédérées par le RéNaSS et celles du LDG, dépassant la magnitude locale LDG (M_{L-LDG}) de 3.5. Le BCSF est chargé de réaliser une analyse macrosismique sur laquelle s'appuie la cellule CATNAT pour décréter l'état de catastrophe naturelle suite à un séisme (<https://renass.unistra.fr/>).

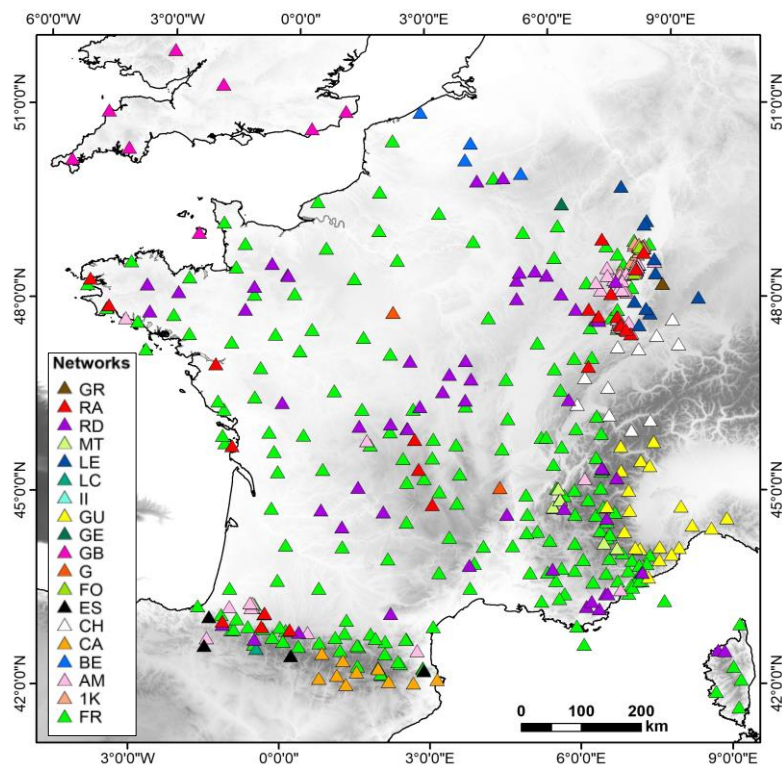


Figure 4. 7 : Répartition des stations utilisées pour le suivi de la sismicité BCSF-RéNaSS pour détecter les séismes en France métropolitaine. (II : Global seismograph Network (GSN-IRIS/IDA) ; GR : German Regional Seismic Network ; RA : French accelerometric network (RAP) ; RD : CEA/DASE Seismic Network ; MT : French Landslide Observatory/OMIV ; LE : Landeserdbebendienst Baden-Wuerttemberg ; LC : Laboratorio Subterraneo de Canfranc ; II : Global Seismograph Network (GSN - IRIS/IDA) ; GU : Regional Seismic Network of the North West Italy (RSNI) ; GE : GEOPHON ; GB : Great Britain Seismograph ; G : Geoscope ; Network ; FO : French Associated Seismological Network ; ES : Spanish Digital Network ; CH: Switzerland Seismological Network ; CA : Catalan network ; BE : Belgian Seismic Network ; AM : stations Raspberry Shake network ; 1K : PrESENCe network ; FR : RESIF.

La localisation des évènements est effectuée à partir des signaux provenant des stations des réseaux sismologiques de RESIF-RLBP (stations large-bande), de quelques stations accélérométriques (RESIF-RAP) et des stations des pays frontaliers (Angleterre, Belgique, Allemagne, Suisse, Espagne), soit un total d'une centaine de stations dont 70 françaises (Figure 4. 7). L'ensemble des informations permet de construire un bulletin multi-origines évolutif et un catalogue de référence de la sismicité métropolitaine (<https://renass.unistra.fr/>).

3.1.4 Le Réseau du British Geological Survey (BGS)

Le réseau Royaume-Uni du British Geological Survey portant le code GB, est un réseau de 146 stations sismologiques permanentes, installées en avril 1989 (<https://www.bgs.ac.uk/>). Il se compose de stations accélérométriques et larges-bandes qui fournissent des données de haute qualité (Figure 4. 8).

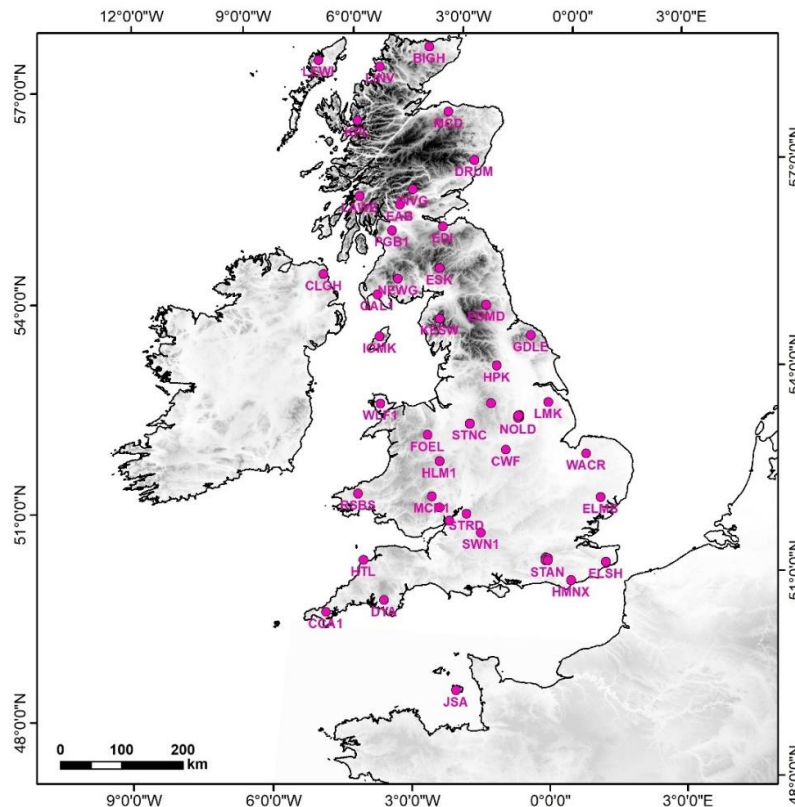


Figure 4. 8 : Stations du réseau BGS en 2020 (<https://earthquakes.bgs.ac.uk/>).

Les données de quelques stations du BGS sont intégrées au réseau RESIF. Cela concerne les stations localisées au sud de la Grande Bretagne et sur l'île anglo-normande de Jersey (CAA1, DYA, HMNX, JSA, ELSH, MCH1, HTL, SWN1). Les données de formes d'onde de ces stations sont accessibles via le portail internet du BGS (<https://earthquakes.bgs.ac.uk/>).

3.2 Catalogues sismologiques instrumentaux

Le premier annuaire détaillé des séismes ressentis a été créé en 1919, par l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS) sous la direction du Professeur Edmond Rothé. Puis le BCSF voit le jour en 1921. En 1936, l'annuaire est remplacé par une série d'annales qui regroupent les bulletins de toutes les stations sismologiques françaises métropolitaines et d'outre-mer. Ce n'est qu'en 1941 que ces données ainsi que celles de 1938 ont été publiées. Durant la Seconde Guerre mondiale, les appareils sont démontés et le BCSF est relocalisé à Clermont-Ferrand en septembre 1939. Cette période présente des lacunes dans les observations. En 1945, le bureau est réinstallé à Strasbourg. Les annales reprennent donc avec les observations sismologiques de 1940 et 1941. Les publications des observations des stations françaises s'arrêtent en 1968. Le dernier numéro des annales est publié en 1972. Il regroupe le catalogue des séismes français pour la période de 1961 à 1970. S'ensuit une interruption durant plusieurs années puis sa reprise avec la publication durant la période 1971 à 1977. Il s'agit des premiers catalogues de mesures de sismicité instrumentale français.

Ce n'est qu'en janvier 1978 que le BRGM et l'institut d'astronomie et de géophysique agissant pour le compte du BCSF reprennent les données de séismes historiques. Les enquêtes macrosismiques seront mises en place à partir de 1987, dans le cadre d'un projet de sismotectonique visant à réviser la sismicité historique de la France. Il s'agit de la base de données SisFrance, co-crée et alimentée depuis 1975 par le Bureau de Recherches Géologique et Minières (BRGM), Electricité de France (EDF) et l'Institut de Radioprotection et Sûreté Nucléaire (IRSN). (<https://www.sisfrance.net>).

Les catalogues sismologiques sont édités en temps réel pour chaque événement sismique, qu'il soit naturel ou anthropique (comme les tirs de carrière, explosions...), puis hebdomadairement et mensuellement. Ils compilent les données enregistrées par différents réseaux sismologiques, essentiellement celui du RESIF, mais également d'autres réseaux français ou étrangers. Le catalogue/bulletin fournit pour chaque événement sismique les temps d'origine, la localisation de l'épicentre, la magnitude, la profondeur et toutes les données paramétriques des différentes stations ayant enregistré l'événement (nombres des phases, heures d'arrivée des phases à la station, les amplitudes et les périodes des ondes) ainsi que les incertitudes associées.

3.2.1 Le catalogue LDG

Le LDG/CEA publie un catalogue hebdomadaire d'échelle européenne depuis 1962 à nos jours. Il est disponible en accès libre en ligne au format GSE2.0 via le portail <http://www-dase.cea.fr/> pour les événements enregistrés depuis le 1er janvier 2000. Il couvre une partie des pays voisins pour

inclure tous les événements ressentis en France. Le catalogue LDG comporte les coordonnées (localisation) et la magnitude locale (M_{L-LDG}) pour chaque séisme. Une attention particulière est accordée aux séismes de magnitude élevée $M_{L-LDG} \geq 3.5$, pour lesquels une étude approfondie est réalisée en prenant en compte toutes les données disponibles, y compris celles provenant d'autres organismes.

La magnitude M_{L-LDG} définie par le LDG depuis 1977 est décrite par la formule (Marin et al., 2004):

$$M_{L-LDG} = \log_{10} \left(\frac{D}{T} \right) + Q_2(\Delta) + C_s,$$

- D : l'amplitude maximale du déplacement du sol convertie en déplacement (exprimée en nanomètres) dans la bande de fréquence de 0.3 à 7 Hz, pour les trains d'ondes S_n ou S_g/L_g ;
- T : la période correspondante de la phase mesurée en secondes ;
- $Q_2(\Delta)$ est adapté de la formule initiale :

$$Q_2(\Delta) = Q_0(\Delta) - \log_{10}(10/\sqrt{2}) \approx Q_0(\Delta) - 0.85.$$

$Q_0(\Delta)$ est la courbe d'atténuation pour les ondes S_n ou S_g/L_g en fonction de la distance épacentrale. Elle a été obtenue expérimentalement à partir des enregistrements sismiques du LDG après la crise sismique de Frioul de 1976-1977 (Alpes orientales italiennes).

- C_s est une correction liée à la station (déterminée statistiquement).

Le LDG localise les événements en utilisant un algorithme de localisation (Nicolas et al., 1998), basé sur la méthode des moindres carrés de Geiger (1910). Il utilise un modèle de vitesse 1D à trois couches, connu sous le nom de modèle LDG (Tableau 4. 2). Ce modèle a été déterminé à partir des phases P_g , S_g , P_n et S_n de plus de 50 séismes identifiés en France, localisés par un grand nombre de stations sismiques externes au réseau LDG (Veinante-Delhay et Santoire, 1980). Il comprend deux couches pour la croûte et une couche supplémentaire pour le manteau supérieur. La croûte est composée d'une mince couche de 0.9 km d'épaisseur au-dessus d'une croûte continentale épaisse (25 km), avec un rapport moyen V_p/V_s est estimé à 1.69. La discontinuité de Moho est située à une profondeur de 25.9 km.

Tableau 4. 2 : Modèle de vitesse 1D utilisé par le réseau LDG pour la localisation des séismes en France métropolitaine (Duverger et al., 2021)

P-wave velocity (km s ⁻¹)	Depth to top of layer (km)
3	0,9
6.03	25
8.16	500

Le LDG améliore la précision de la localisation épacentrale et de la profondeur hypocentrale en utilisant les formes d'ondes des stations supplémentaires les plus proches, qui sont exploitées par d'autres réseaux sismologiques français et étrangers via les serveurs SeedLink de RESIF (<http://seismology.resif.fr/>) et GEOFON (<http://geofon.gfz-potsdam.de/>).

On dénombre 25 265 séismes enregistrés (événements naturels uniquement) pour la période 2010-2019 au niveau de la France métropolitaine étendue à une zone de 20 km des frontières et des côtes françaises (Nicolas et al., 1990) (Duverger et al., 2021) (Figure 4. 9). Le bulletin LDG ne contient que les événements naturels.

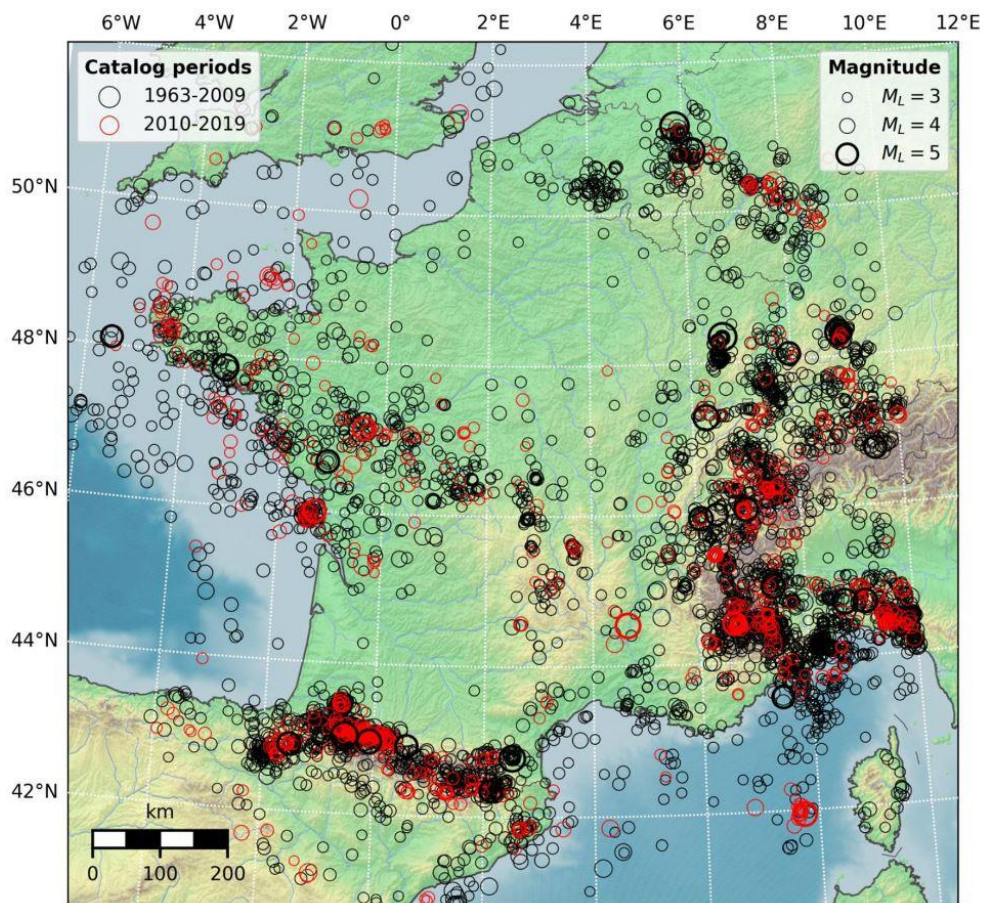


Figure 4. 9 : Carte de la sismicité instrumentale issue du catalogue LDG pour les séismes de magnitude $M_L \geq 3.0$ enregistrés entre 1963 et 2019 (Duverger et al., 2021).

3.2.2 Le Catalogue BCSF-RéNaSS

Le réseau RéNaSS édite un bulletin de référence de la sismicité métropolitaine et dans les zones frontalières depuis 1980. Il contient les paramètres source des séismes : le temps origine, la localisation de l'hypocentre, la magnitude et les pointés des phases. Ce catalogue donne des magnitudes locales RéNaSS (M_L). Depuis 1980 à 2011, ce bulletin est construit de la concaténation des données paramétriques des stations courte période du RéNaSS et du CEA-LDG, qui par la suite

a subi une révision pour la période 1962-2009 dans le cadre du projet SI-Hex (<https://www.resif.fr/>). Il est complété par les données des différentes OSU (Universités de Strasbourg, Grenoble, Nice, Toulouse, Nantes, Brest), ainsi que des données étrangères. La période 2006-2011 est caractérisée par une diminution du nombre de localisations sismiques, liée au vieillissement du réseau RéNaSS (Crusem et al., 2014).

Le BCSF-RéNaSS utilise comme le LDG un modèle de vitesse à trois couches (croûte supérieure, croûte inférieure, manteau) basé sur une version simplifiée du modèle de Haslach, qui a été modifié ultérieurement par Rothé et Peterschmitt (1950) (Tableau 4. 3).

Tableau 4. 3 : Modèle de vitesse 1D adapté du modèle Haslach (Rothé and Peterschmitt, 1950) utilisé par le réseau BCSF-RéNaSS.

P-wave velocity (km s⁻¹)	Depth to top of layer (km)
0 - 20	5.9
20 - 30	6.5
> 30	8.2

3.2.3 Le catalogue BCSF-LDG

Le catalogue BCSF-LDG, établi dans le cadre du projet SI-Hex « Sismicité Instrumentale de l'Hexagone », a été créé en 2014 dans le but d'obtenir un catalogue unifié de la sismicité de la France métropolitaine sur la période 1962-2009 (Cara *et al.*, 2015). Ce projet réunit sept unités de recherche CNRS-Université (Strasbourg, Grenoble, Nice, Toulouse, Nantes, Brest et Clermont-Ferrand), et le LDG du CEA-DAM (Direction des Applications Militaires) sous la tutelle de RESIF. Le catalogue BCSF-LDG couvre la France métropolitaine et la zone marine d'intérêt économique française, complété par une bande large de 20 km hors frontières (zone SI-Hex).

Il se caractérise par la fusion des données les plus précises pour chaque évènement et une homogénéisation de localisation sur tout le territoire métropolitain. Le catalogue BCSF-LDG sert à identifier les séismes d'origine naturelle en se basant sur les observations des temps d'arrivées sur l'ensemble des réseaux sismiques français (LDG, RéNaSS, Sismalp, OMP, OCA) avec l'apport de stations étrangères du Centre Sismologique Euro-Méditerranéen (CSEM). Il est nettoyé des tirs de carrières, des évènements miniers et des explosions marines.

Toutes les magnitudes sont converties en magnitude de moment M_w . Les magnitude M_w sont soit calculées à partir de l'analyse des formes d'ondes enregistrées par le réseau LDG pour les séismes possédant une magnitude locale (M_L) supérieure à 4 (méthode des ondes de coda), soit converties en utilisant des lois de conversions de régression linéaire en transformant la M_L calculée par le LDG ou d'autres observatoires français pour les séismes les plus faibles (Cara *et al.*, 2015).

- Pour les séismes de magnitude $M_{L-LDG} \leq 4$, sont utilisées les lois de conversion proposées par Braunmiller et al. (2005).

$$\text{Pour } M_{L-LDG} < 3.117 \quad M_w = 0.6642 M_{L-LDG} + 0.4467$$

$$\text{Pour } 3.117 \leq M_{L-LDG} \leq 4 \quad M_w = M_{L-LDG} - 0.6$$

- Pour les séismes de magnitude supérieure à 4, les lois de régression linéaire entre M_{L-LDG} et M_w déduites de la coda sismique sont utilisées. La coda représente l'énergie enregistrée après l'arrivée des ondes P et S (Figure 4. 10). Elle se distingue par une décroissance exponentielle de l'amplitude en fonction du temps et s'observe à la fin du sismogramme. Le manque de signaux sismiques pour les anciens évènements ont poussés à utiliser la coda dont l'amplitude peut être déduite des enregistrements sur papier (Denieul et al., 2015).

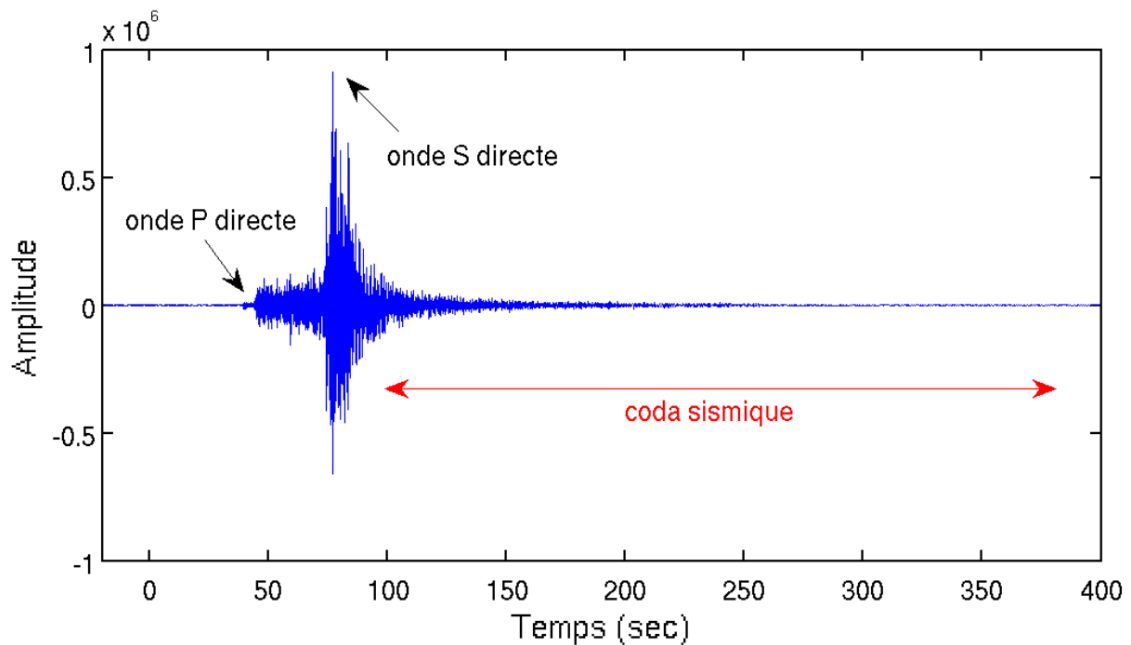


Figure 4. 10 : sismogramme d'un séisme et une représentation de la coda sismique (Denieul et al., 2015)

Le catalogue s'est enrichi avec les nouvelles données enregistrées par le BCSF-RéNaSS pour la période de 2010 à 2022. Les magnitudes ont été converties en M_w en utilisant des lois de conversions déjà utilisées pour constituer le catalogue SI-Hex de 1962 à 2009. Cependant, il faut transformer $M_{L-RéNaSS}$ en M_{L-LDG} pour convertir ensuite en magnitude du moment M_w .

$$\text{Années } \leq 1975 : M_w = 1.4285 M_{L-LDG} - 2.089$$

$$\text{Années } > 1975 : M_w = 0.8208 M_{L-LDG} + 0.080$$

Selon Cara (2020), il faut considérer deux périodes de temps, avant et après 2012 (Figure 4. 11). Pour la période 2010-2011, il convient d'utiliser la loi de conversion publiée dans l'article de Cara et al (2014).

$$M_{L-LDG} = 0.9819 M_{L-RéNaSS} + 0.048$$

L'amélioration du réseau RéNaSS après 2012 en utilisant la plateforme logicielle SeisComp3 (mondialement utilisé par de nombreux centres de données sismologiques), implique l'utilisation d'une nouvelle loi de régression linéaire orthogonale déduite à partir d'événements enregistrés de 2012 à 2018 (Cara et al., 2015) (Figure 4. 11).

$$M_{L-LDG} = 0.8585 M_{L-RéNaSS} + 0.6094$$

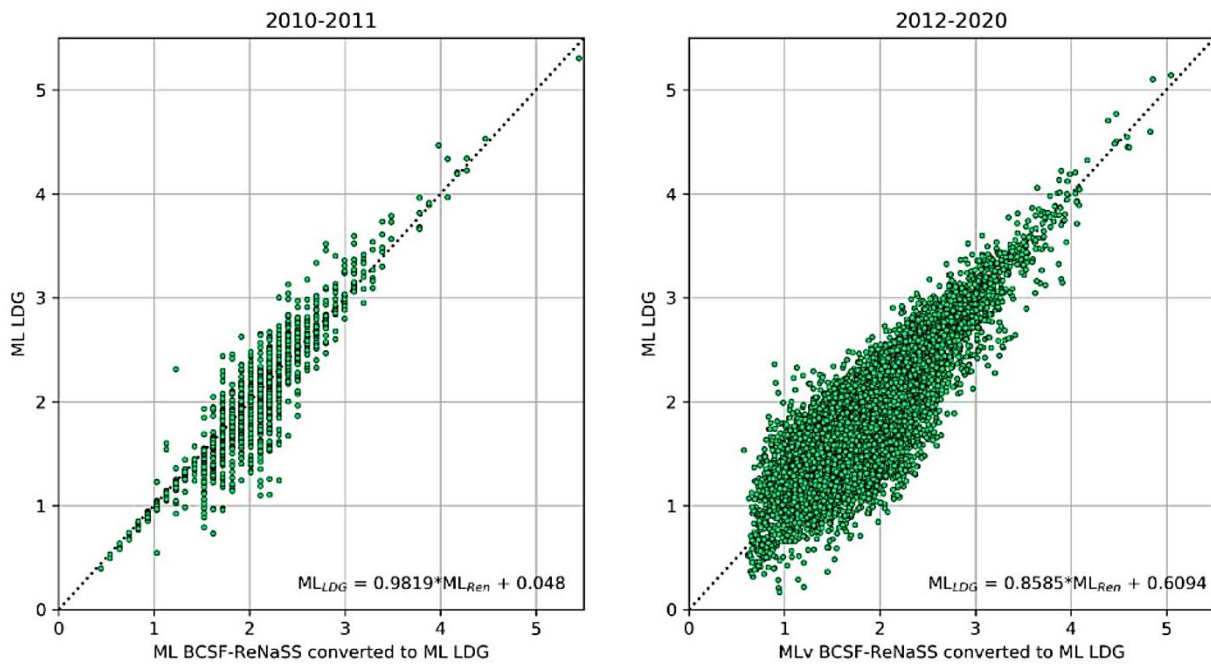


Figure 4. 11 : Lois de conversion utilisées pour convertir la ML-LDG en ML-RéNaSS sur les périodes 2010-2011 et 2012-2020 (<https://gitlab.com/eost/bulletins.git>).

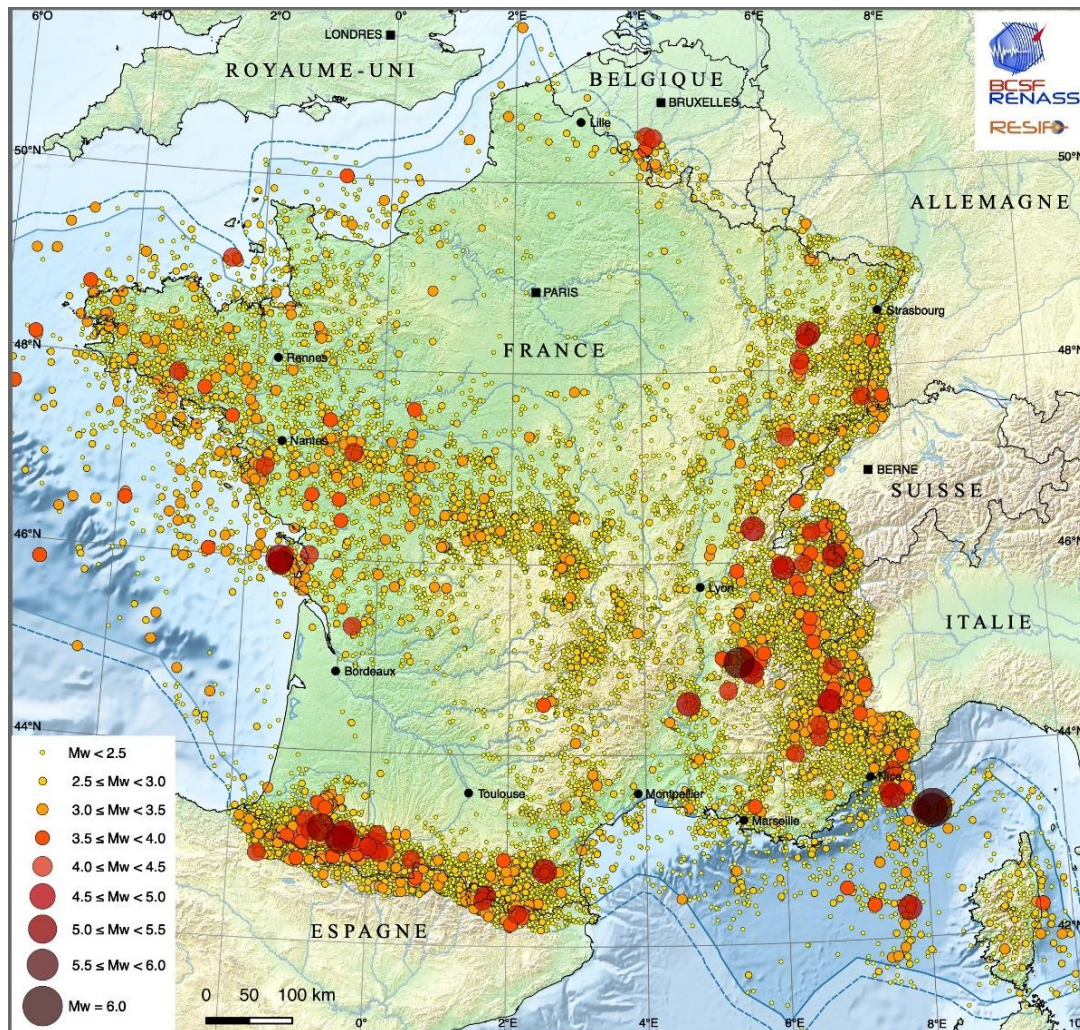


Figure 4. 12 : Catalogue de sismicité instrumentale SI-Hex (BCSF-LDG) de la France métropolitaine en magnitude du moment M_w , de 1962 à 2009 (Cara et al., 2015).

Pour la localisation des évènements, le projet Si-Hex se base sur le modèle de vitesse 1D sismique de Haslach simplifié (Cara et al., 2015) utilisé par le réseau RéNaSS. Pour l'ouest de la France, le catalogue Si-Hex reprend les localisations hypocentrales calculées par Arroucau (2006) dans le Massif armoricain pour la période 1980-2000.

Les modèles de vitesse proposés par Arroucau (2006) sont adaptés à différentes régions. Ainsi, l'auteur subdivise l'ouest de la France en onze sous-régions de A à K (Figure 4. 13). Les sous-régions sont définies de manière à avoir une répartition homogène de séismes et beaucoup de temps d'arrivées sur les stations qui permettent de contraindre la valeur des vitesses dans les différentes couches du modèle (Arroucau, 2006).

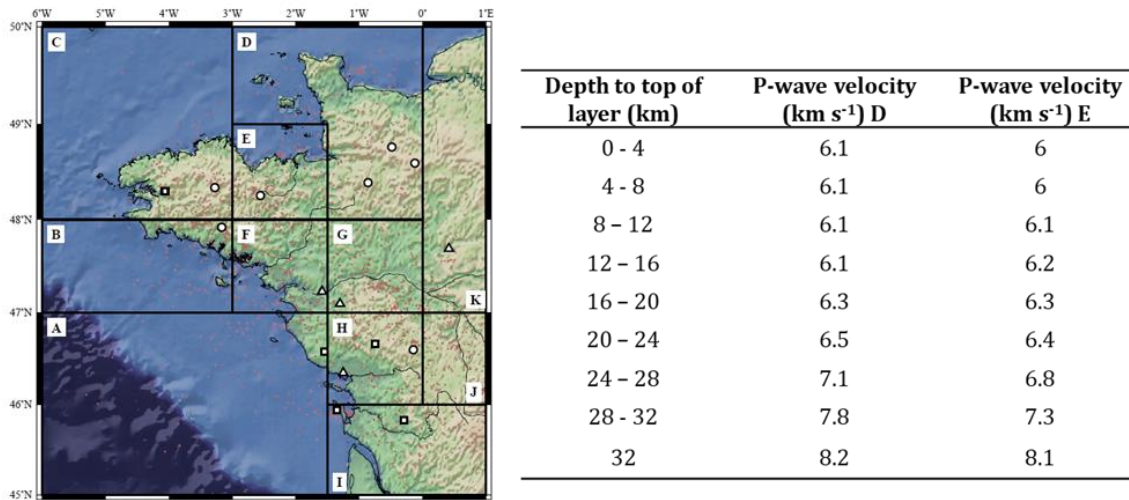


Figure 4. 13 : Carte des sous-régions du Massif Armoricain (de A à K) comportant chacune entre 100 et 200 séismes (Arroucau, 2006) et Tableau qui résume l'ensemble des modèles de vitesse calculée pour chaque sous-région (D et E) du massif Armoricain (Arroucau, 2006).

3.2.4 Le catalogue BGS

Le BGS (British Geological Survey) édite un catalogue annuel depuis 1967, ainsi que des rapports annuels de surveillance des tremblements de terre depuis les années 1990. Le catalogue BGS couvre l'ensemble du Royaume-Uni, y compris les eaux côtières et la mer du Nord (12 °W à 6 °E et 48 °N à 64 °N). Il est considéré comme complet pour les magnitudes $\geq 2.5 M_L$ pour la période allant de 1979 jusqu'à aujourd'hui. Le catalogue BGS contient des informations sur la localisation des séismes, les profondeurs, les données de phase et les magnitudes exprimées en magnitude locale (M_L). Les localisations ont été obtenues à l'aide du programme HYPOCENTER (Lienert et Havskov, 1995) en utilisant au moins quatre phases sismiques sur un minimum de trois stations et un modèle de vitesse adapté (Galloway, 2023). Le modèle de vitesse utilisé pour la localisation des séismes des îles anglo-normandes comprend cinq couches avec un rapport V_p/V_s de 1.73 et une discontinuité de Moho située à une profondeur de 34.15 km (Tableau 4. 4).

Tableau 4. 4 : Modèles de vitesse BGS. M : la profondeur du Moho (Galloway, 2023).

P-wave velocity (km s ⁻¹)	Depth to top of layer (km)
4.00	0.00
5.90	2.52
6.45	7.55
7.00	18.87
8.00	34.15~M

$$V_P/V_S=1.73, X_{near}=200 \text{ km}, X_{far}=300 \text{ km}$$

3.3 Synthèse

Si la plupart des réseaux sont équipés de stations large-bande adaptées à la détermination des paramètres à la source des réseaux régionaux et nationaux, aucun n'utilise les mêmes modèles de vitesse ni les mêmes méthodes de détermination des localisations et des magnitudes.

Ainsi la profondeur de la discontinuité du Moho varie entre 25.4 km pour le LDG et 35 km pour le BGS. Les modèles présentent (LDG) ou non une couche sédimentaire et des couches à vitesse constante (RéNaSS) ou bien avec un gradient de vitesse sur l'ensemble de la croûte (LDG). Il faut donc établir un catalogue unifié le plus représentatif de la région CP-GNB et qui nous permet de visualiser précisément le plus grand nombre de séismes.

4. Construction du catalogue de sismicité instrumentale du secteur CP-GNB

4.1 Les catalogues utilisés

Pour proposer un catalogue le plus complet possible, il est nécessaire de comparer les capacités de détection de chaque réseau notamment celles du LDG et du BCSF/RéNaSS, qui sont différentes. La sensibilité d'un réseau à détecter un séisme est définie par la magnitude de complétude M_c , qui est spécifique à une région et dépend du réseau utilisé lié en particulier au nombre et à la répartition des stations.

Afin d'améliorer la capacité de détection des séismes et de réduire la magnitude de complétude, certains réseaux ont considérablement évolué en augmentant le nombre de leurs stations. Cela a été le cas du RéNaSS en 2012. Cette période est donc cruciale, c'est pourquoi le catalogue CP-GNB est considéré sur deux périodes : 2010-2011 et 2012-2020.

Ayant déjà accès aux données du catalogue Si-Hex de Cara et al. (2015) pour la période de 1962 à 2009, nous utilisons ce catalogue qui est déjà unifié et corrigé, sans nécessité de conversion supplémentaire. Pour compléter ces données, nous avons choisi d'utiliser les données des catalogues BCSF-RéNaSS et LDG qui couvre la période après 2009 (Figure 4. 14).

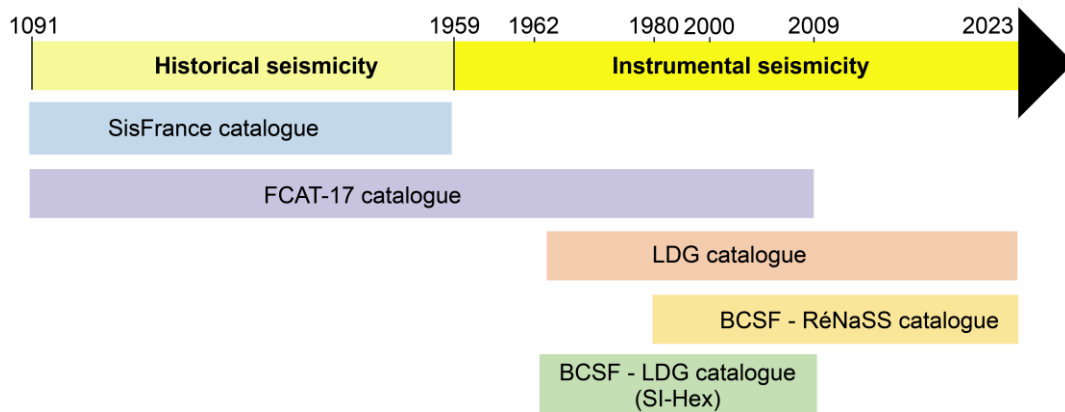


Figure 4. 14 : Ensemble des catalogues utilisés pour la constitution du catalogue de sismicité historique et instrumentale du CP-GNB.

La comparaison entre le catalogue LDG et BCSF-RéNaSS a été effectuée en utilisant les mêmes événements sismiques. Cette comparaison repose sur plusieurs critères tels que : la magnitude de complétude (M_c), le nombre de stations, le nombre de phases, le RMS (Root Mean Square amplitude) et le gap azimutal (Figure 4. 15).

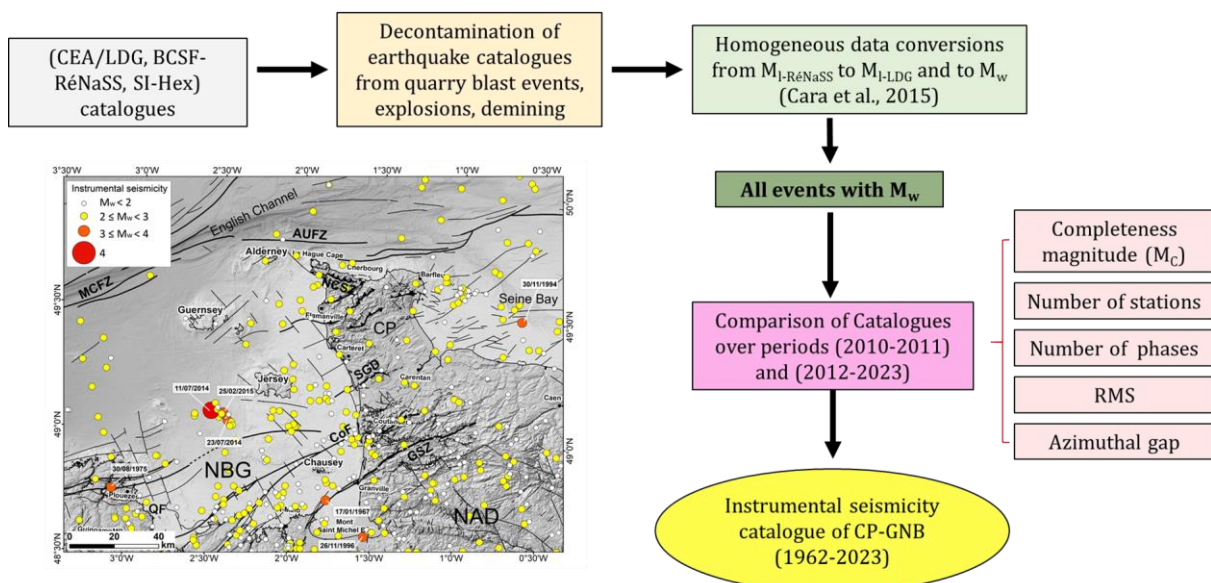


Figure 4. 15 : Résumé des étapes suivies pour la construction du nouveau catalogue de sismicité instrumentale du CP-GNB (1962-2023). Détermination des paramètres du catalogue CP-GN

4.1.1 La magnitude de complétude

La magnitude de complétude est la valeur minimale de la magnitude au-dessus de laquelle on considère que le catalogue contient tous les séismes de magnitude supérieure à M_c . Cette valeur est déduite à partir de la loi de Gutenberg and Richter, (1944) reliant la magnitude et le nombre cumulé de séismes dans une région donnée pour une période de temps.

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

M : la magnitude

N : le nombre cumulé de séismes dont la magnitude est supérieure à M

a, b : constantes. La valeur b (b-value) donne la pente elle est généralement proche de 1 (Daniel, 2007) dans les régions sismiquement actives.

Pour les données du secteur CP-GNB, les enregistrements des réseaux LDG et RéNaSS ont été comparés sur deux périodes : 2010-2011 et 2012-2020 (Figure 4. 15). Les séismes s'alignent selon un arrangement linéaire pour les magnitudes les plus communes, alors qu'ils présentent des ruptures de pente aux extrémités, pour les plus petites valeurs et parfois les plus grandes. Autrement dit les ruptures de pente aux faibles magnitudes correspondent aux limites de détection des réseaux sismologiques et celles des séismes de plus fortes magnitudes traduisent la rareté de ces séismes.

Dans le secteur CP-GNB, les réseaux LDG et RéNaSS ont détecté, pour la période 2010-2011, un total de 44 séismes communs. Entre 2012 et 2020, ces deux réseaux ont détecté 55 séismes communs (Figure 4. 16).

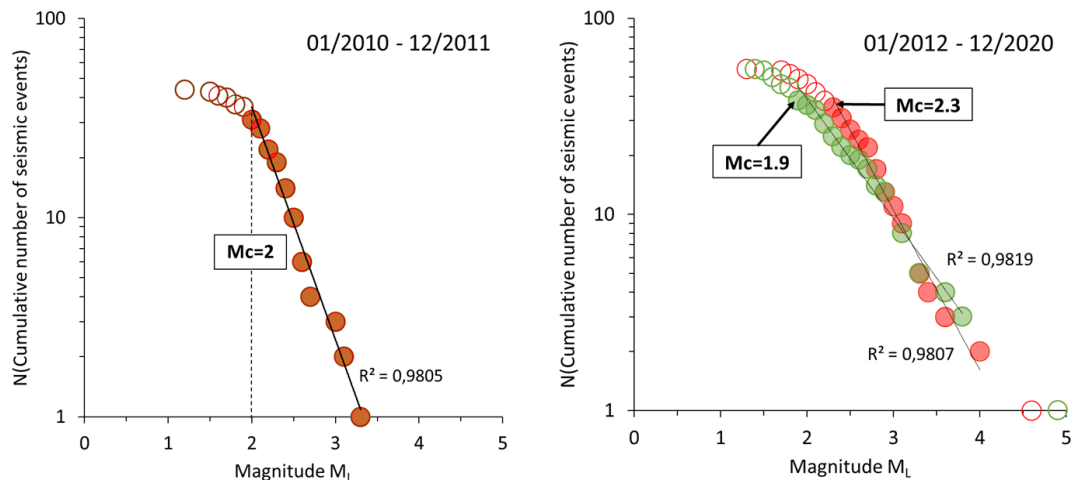


Figure 4. 16 : Comparaison de la magnitude de complétude M_c des catalogues LDG/CEA (rouge) et BCSF-RéNaSS (vert) pour deux périodes (2010 à 2011, 2012 à 2020) pour le secteur CP-GNB. Les points pleins sont les valeurs prises en compte pour le calcul de la droite de régression. M_c est la magnitude de complétude et R est le coefficient de corrélation linéaire de Bravais-Pearson. Pour la période (2010 à 2011) les données du réseau LDG et RéNaSS sont strictement identiques.

Les réseaux LDG et RéNaSS montrent une bonne corrélation, avec des droites de régression ayant un coefficient de corrélation R^2 proche de 1. Cela est particulièrement vrai pour le réseau LDG de 2010 à 2011, qui est capable de détecter des séismes de très faible magnitude jusqu'à une $M_L = 1.2$ alors que la magnitude maximale M_L enregistrée est de 3.4. La magnitude de complétude de ce réseau est déduite de la valeur au niveau de la rupture de pente et correspond à $M_c = 2$. Ainsi, les séismes de magnitude inférieure à 2, ne sont pas systématiquement enregistrés par les réseaux

LDG et RéNaSS de 2010 à 2011, et les séismes de magnitude inférieure à 1.9 ne sont pas ou peu enregistrés par le réseau RéNaSS de 2012 à 2020 (Figure 4. 16).

En résumé, les deux réseaux, RéNaSS et LDG, présentent la même magnitude de complétude de 2010 à 2011. Pour la période après 2012, le réseau RéNaSS présente une magnitude de complétude plus faible, et donc une meilleure sensibilité pour la détection d'événements de plus faible magnitude.

4.1.2 Le RMS (Root Mean Square)

La magnitude de complétude n'est pas un paramètre suffisant pour évaluer la capacité de détection d'un réseau. Il est donc nécessaire de prendre en considération d'autres critères comme la moyenne quadratique RMS.

Le RMS est défini comme la racine carrée de la moyenne des carrés des résidus de temps (Δt_i) calculés pour chaque station en millisecondes (ms). Un Δt_i (temps résiduel) est défini pour chaque station i , qui correspond à la différence entre un temps de trajet théorique prédit par le modèle de vitesse (t_{cal}) arrivant aux stations i et un temps d'arrivée observé, pointé manuellement (t_{obs}).

Un faible RMS indique la précision des enregistrements sismiques et donc une meilleure localisation potentielle du séisme. Pour la période 2010-2011, le catalogue LDG présente des valeurs de RMS plus faibles que celles du catalogue RéNaSS. La situation s'inverse sur la période 2012-2020, en raison de la densification du réseau de stations du RéNaSS (Figure 4. 17). Cependant, il est important de noter que le RMS ne garantit pas systématiquement une localisation précise de l'hypocentre, car il dépend fortement de la densité des stations. De plus, le RMS ne fournit pas d'indication sur les erreurs de localisation.

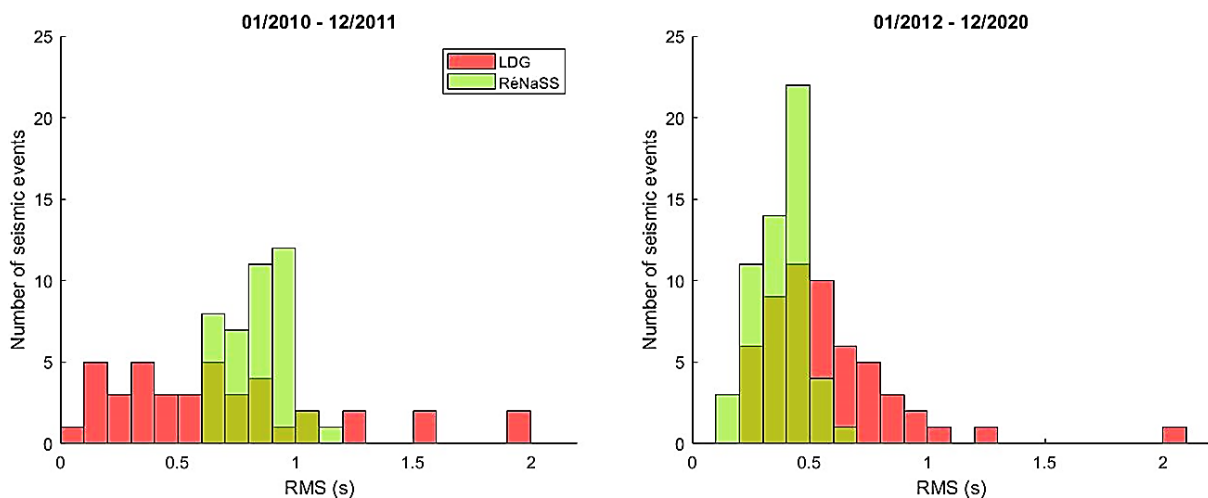


Figure 4. 17 : Comparaison du RMS des catalogues LDG/CEA (rouge) et BCSF-RéNaSS (vert) en fonction du nombre total de séismes enregistrés pour les deux périodes (2010 à 2011, 2012 à 2020).

4.1.3 Le nombre de stations

Pour un même évènement, la localisation et l'estimation de la magnitude peuvent varier en fonction des réseaux sismologiques et en particulier peut différer en termes de localisation et sur l'estimation de la magnitude en raison du nombre de signaux enregistrés par les stations utilisées. En 2012, le réseau RéNaSS a augmenté son nombre de stations, ce qui a permis de mieux contraindre les localisations et les estimations de magnitude. En effet, avant 2012, les réseaux RéNaSS et LDG disposaient de 7 stations pour détecter les séismes dans la région CP-BNG ; après 2012, la détection est opérée avec 8 à 12 stations du RéNaSS et 7-8 stations du LDG. Un réseau dense réduit les erreurs associées à la propagation des ondes et aux mesures, ce qui augmente la fiabilité des résultats. La précision de la localisation dépend également de leur répartition autour du séisme ; l'important étant de réduire le gap azimutal.

4.1.4 Le gap azimutal

Le gap azimutal correspond à la plage angulaire sans données disponibles autour de l'épicentre d'un séisme. Le domaine CP-BNG présente au nord une grande région sans station sismologique pour localiser les séismes qui se trouvent proches de la côte ou en mer. Pour la période 2010 à 2011, il apparaît que les localisations du RéNaSS pour le Massif Armoricain sont mal contraintes selon la direction N-S, du fait d'un manque de stations vers le nord. Ceci peut induire des erreurs sur les latitudes. Pour la période entre 2012-2020, c'est le réseau LDG qui présente le plus grand gap azimutal contrairement au RéNaSS (Figure 4. 18). En effet, ce dernier, a densifié son réseau après 2012 en intégrant les stations des réseaux sismologiques du RLBP, du RAP (Réseau d'Accéléromètres Permanents) et des stations des pays frontaliers (Angleterre, Belgique, Allemagne, Suisse, Espagne).

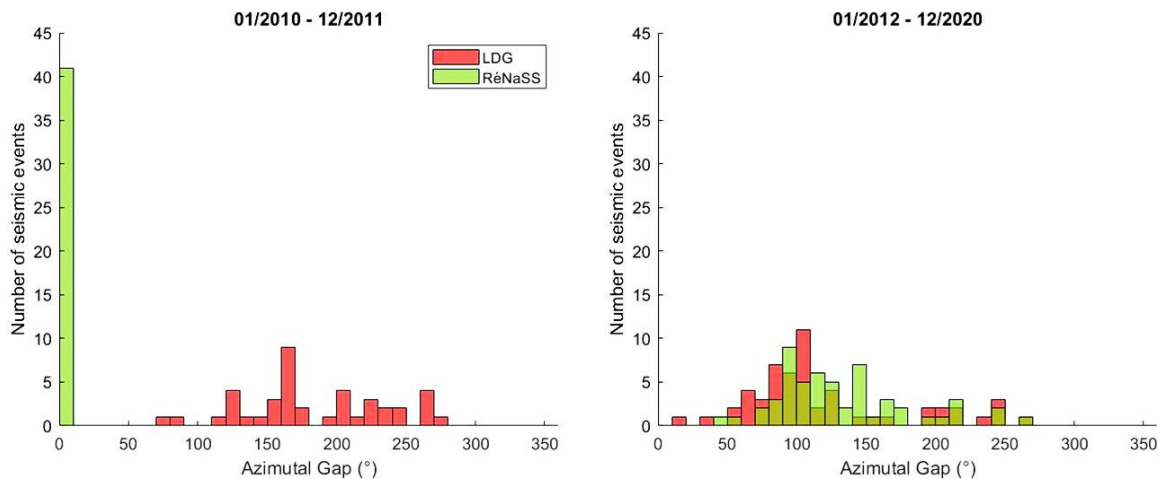


Figure 4. 18 : Comparaison de la couverture azimutale des stations utilisées pour la localisation de chaque séisme en fonction du nombre de séismes pour les deux périodes (2010 à 2011, 2012 à 2020).

4.1.5 Le nombre de phases

La localisation des séismes se fait à partir des temps d'arrivées des ondes observées aux stations. Pour chaque station, il est nécessaire de faire un pointé manuel ou automatique des temps d'arrivée des ondes P_g , P_n , S_g et S_n sur les 3 composantes du sismogramme (Figure 4. 19). Le nombre de phases en sismologie fait référence au nombre d'arrivées d'ondes sismiques enregistrées distinctes pour un même séisme.

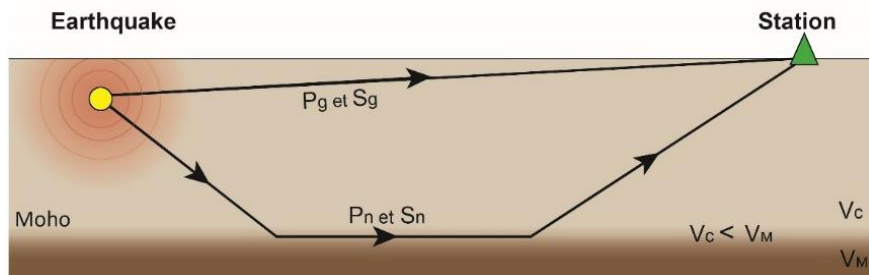


Figure 4. 19 : Trajectoires des ondes sismiques directes P_g , S_g et des ondes réfractées P_n , S_n . V_C (vitesse dans la croûte) et V_M (vitesse dans le manteau).

On peut définir deux types d'ondes de volumes, qui se propagent dans la lithosphère. Elles sont caractérisées par des vitesses de propagation et de polarisation différentes.

- Les ondes P de compression dites primaires sont caractérisées par de plus faibles amplitudes et des plus hautes fréquences que les ondes S. Elles sont donc plus impulsives et détectées en premier sur un sismogramme. Les mouvements du sol produits à leur passage sont parallèles à la direction de propagation de l'onde. La lecture de leur temps d'arrivée est donc la plus précise.
- Les ondes S de cisaillement dites secondaires, se déplacent perpendiculairement au sens de propagation de l'onde et elles ne se propagent pas dans les milieux liquides. Leur temps d'arrivée est généralement difficile à pointer car ces ondes arrivent dans la coda de l'onde P, c'est-à-dire dans le bruit généré par l'onde P après son arrivée à la station. C'est la raison pour laquelle il faut affecter un poids ω_t deux fois moindre aux ondes S par rapport aux ondes P lors de l'inversion des temps d'arrivée nécessaires pour la localisation (Arroucau, 2006).

Les ondes directes (P_g , S_g), se propagent dans la croûte (Figure 4. 19) et sont sensibles aux vitesses sismiques des milieux qu'elles traversent. Ces ondes présentent en général de fortes amplitudes et peuvent être repérées sur l'ensemble des sismogrammes. Les ondes réfractées (P_n , S_n) dites indirectes sont sensibles à la profondeur du Moho et aux vitesses sismiques du manteau (ayant traversé le Moho). Elles permettent de mieux localiser les séismes profonds (Haugmard, 2016).

Le nombre de phases enregistrées dépend de plusieurs facteurs, notamment de la distance entre l'épicentre et les stations sismologiques. Les stations situées à proximité de l'épicentre enregistreront généralement plus de phases que celles situées plus loin. L'hétérogénéité de la croûte terrestre entre le séisme et les stations joue également un rôle important. Si la région traversée par les ondes sismiques présente des variations significatives de densité ou des interfaces entre différentes couches de roches, cela entraînera l'enregistrement d'un plus grand nombre de phases.

La comparaison du nombre de phases utilisées pour la localisation des séismes et le calcul de la magnitude entre les réseaux LDG et RéNaSS montre des valeurs différentes (Figure 4. 20). Avant 2012, le réseau RéNaSS identifiait un nombre moins élevé de phases par séismes, ce qui a un impact sur la précision de la localisation et de l'estimation de la profondeur. Cela se traduisait par des valeurs de profondeur souvent fixées à 5 ou 10 km pour les séismes. Cette différence peut être expliquée par l'utilisation de stations plus éloignées dans le réseau RéNaSS, ce qui conduit à un rapport signal/bruit plus faible. Dans une zone enregistrant des séismes de faible magnitude, cela peut affecter la détection et la localisation précise des événements sismiques. Les valeurs élevées de RMS, en moyenne 0.8 pour cette période, semblent cohérentes avec les résultats du nombre de phases inférieur pour le réseau RéNaSS.

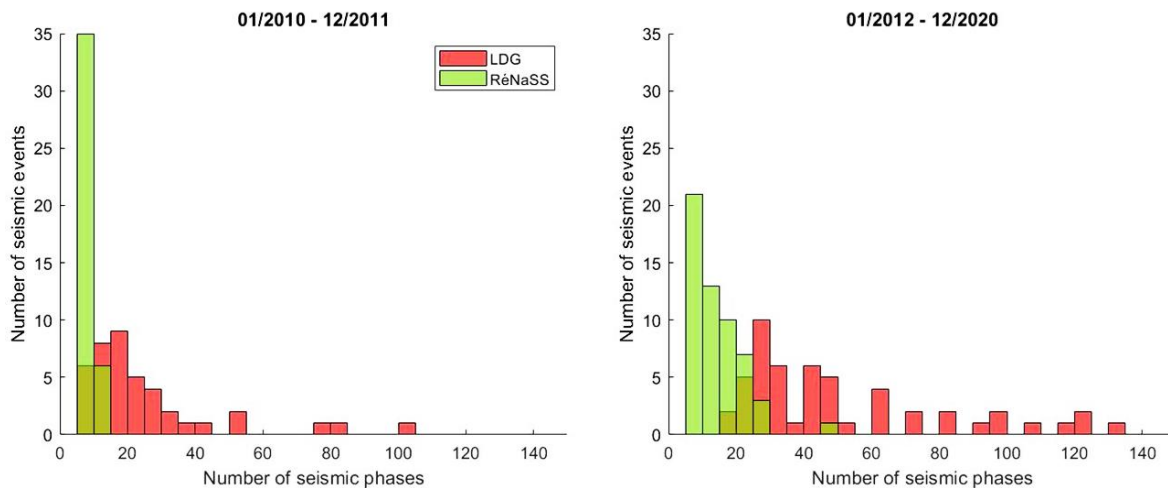


Figure 4. 20 : Comparaison du nombre de phases utilisées pour la localisation de chaque séisme en fonction des nombres total de séismes pour les deux périodes (2010 à 2011, 2012 à 2020).

4.1.6 Les incertitudes

La précision et la qualité des localisations des séismes, ainsi que les erreurs qui leur sont associées, diffèrent d'un réseau sismologique à l'autre et dépendent fortement de la distribution spatiale des stations sismologiques et du modèle de vitesse utilisé. En raison de la géométrie spécifique du réseau RéNaSS, les erreurs de localisation en latitude sont généralement plus faibles que celles en longitude. Par contre, le réseau LDG fournit plutôt ses erreurs sur deux demi-axes d'ellipsoïdes de

confiance, orientées selon un azimuth. Ainsi un axe majeur d'incertitude est donné dans un azimuth donné (S majeur), ainsi qu'un axe mineur (S mineur).

Pour les deux périodes, 2010-2011 et 2012-2020, le réseau LDG montre des erreurs plus importantes sur le grand axe (S majeur) orienté selon l'Azimut N170°-N180° que sur le petit axe (S minor). Les erreurs sur le grand axe sont d'environ 3.4 km en moyenne pour la période 2010-2011 et de 2.2 km pour la période après 2011.

En ce qui concerne le réseau RéNaSS, les erreurs associées aux longitudes varient de 2 à 11 km, avec une moyenne de 6 km pour la période 2010-2011. Elles sont beaucoup plus importantes que les erreurs sur les latitudes, qui sont en moyenne à environ 4 km. Les erreurs plus élevées observées en longitude peuvent s'expliquer par le fait que nous disposons de moins de stations sismologiques dans l'ouest de la France (Figure 4. 21). Pour la période 2012-2020, nous observons une tendance similaire de diminution des erreurs comme dans le cas du LDG, avec des erreurs associées aux longitudes beaucoup plus faibles de l'ordre de 4 km et atteignant des valeurs de 0.1 km pour les séismes enregistrés après 2019 (Figure 4. 21). Ce qui est remarquable, c'est que pour les séismes enregistrés après 2019 par le réseau RéNaSS, les valeurs des erreurs en longitude et en latitude sont beaucoup plus faibles, allant de 0 à 0.2 km. Cette réduction d'erreurs depuis 2020 peut être attribuée à la densification du réseau RéNaSS.

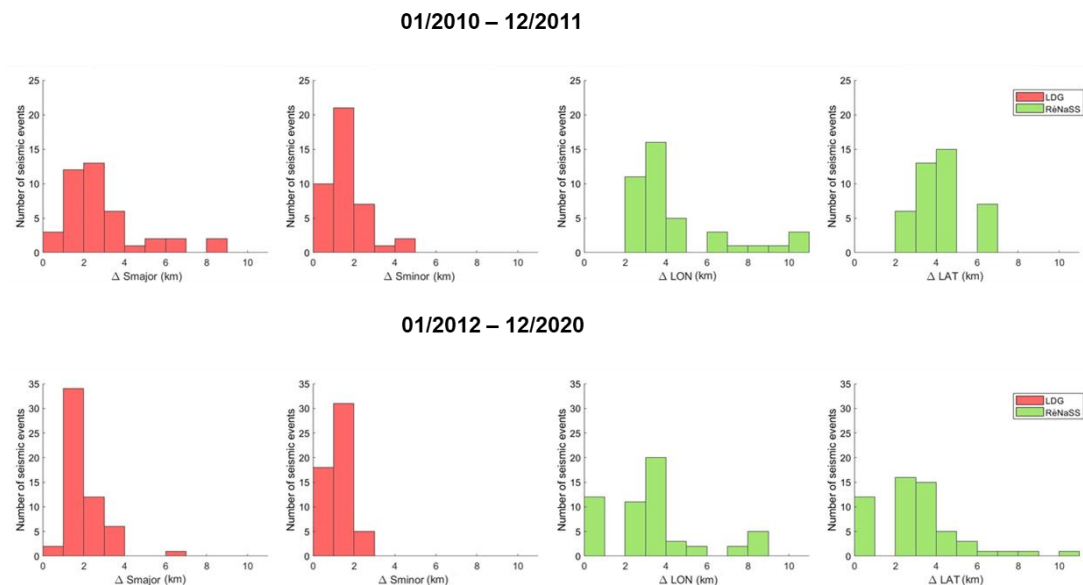


Figure 4. 21 : Erreurs estimées sur les latitudes (LAT) et longitudes (LON) pour le réseau RéNaSS, ainsi que les valeurs du demi-axe mineur (Sminor) et majeur (Smajor) du réseau LDG pour les deux périodes de temps avant et après 2012.

4.2 Le catalogue de sismicité instrumentale du CP-GNB

A la suite de l'analyse des paramètres étudiés dans la section précédente, nous avons choisi de retenir le catalogue LDG pour la période 2010-2011 et le catalogue BCSF-RéNaSS pour la période post 2012 (Figure 4. 22). En effet, les valeurs, notamment de la magnitude de complétude, du RMS et du nombre de phase utilisées pour le catalogue BCSF-RéNaSS sont meilleures que celles du catalogue LDG.

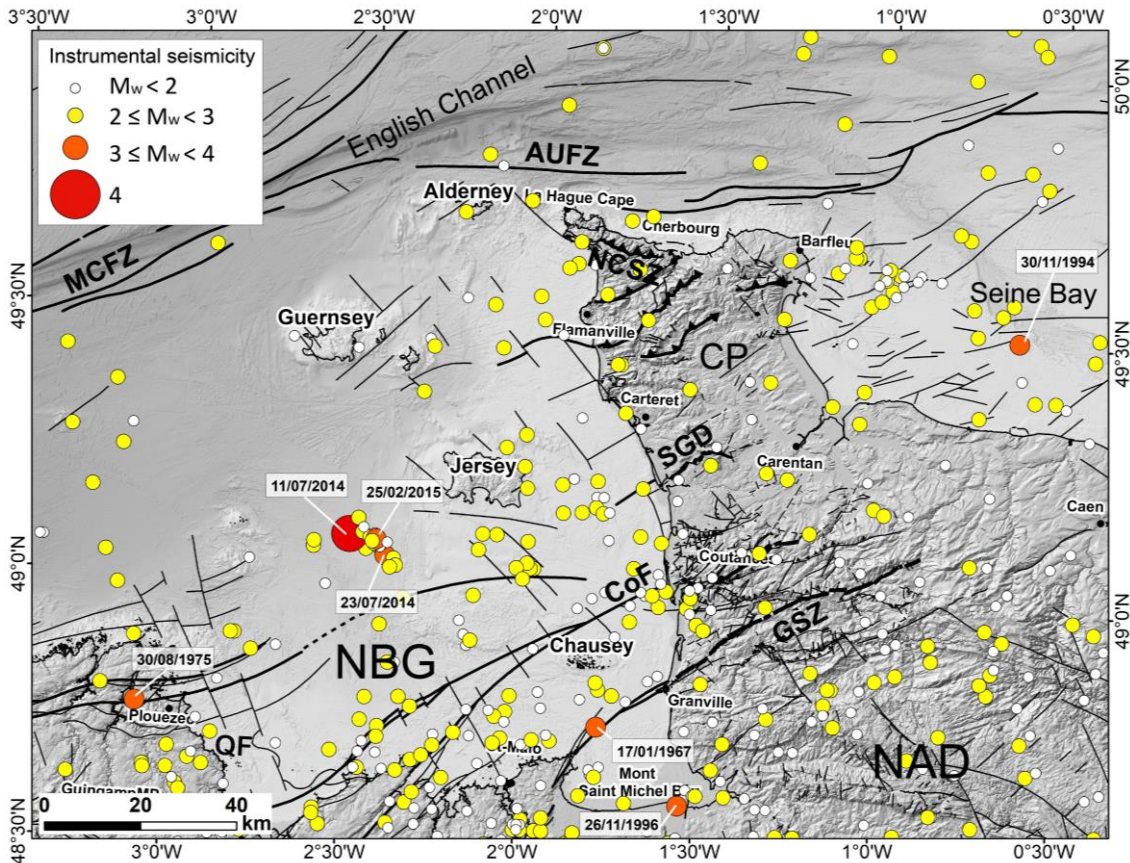


Figure 4. 22 : Nouveau catalogue de sismicité instrumentale du CP-GNB unifié de 1962 à 2023 construit avec le catalogue Si-Hex (Cara et al., 2015) pour 1962-2009 et le catalogue unifié (LDG/CEA, BCSF-RéNaSS) pour 2010-2023. Les cercles de couleur indiquent la localisation et les magnitudes du moment des séismes (M_w).

Les magnitudes locales M_L déterminées dans les catalogues LDG et BCSF-RéNaSS ont été converties en magnitude M_w en utilisant les relations définies pour le catalogue SI-Hex mis à jour en 2020 (Cara et al, 2020). Le catalogue ainsi obtenu pour la région CP-GNB, sur la période 1962-2023 comprend 426 séismes (Figure 4. 22), ce qui correspond à 1.2% de la sismicité instrumentale enregistrée de 1962 à 2020 en France métropolitaine. Plus de 98% des séismes ont une magnitude M_w inférieure à 3 et les magnitudes moyennes du catalogue CP-GNB sont de 2.3 (Figure 4. 24). L'augmentation observée du nombre de séismes en fonction du temps (Figure 4. 23) ne traduit ici pas une hausse de l'activité sismique, mais une extension des réseaux sismologiques et donc une amélioration de la sensibilité aux évènements de faibles magnitudes.

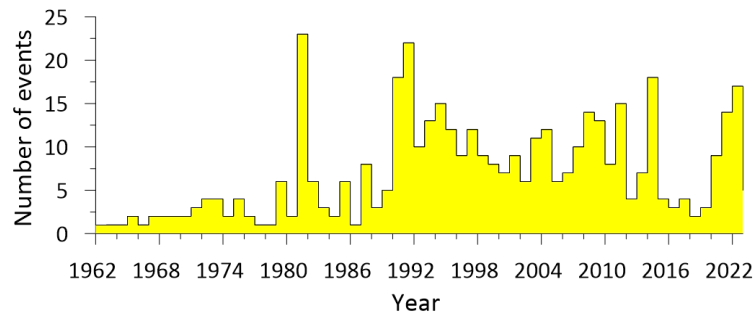


Figure 4. 23 : Histogramme du nombre de séismes enregistrés par an dans le domaine CP-GNB.

Plus de 68% des séismes catalogués ont une magnitude estimée (M_w) supérieure à la magnitude de complétude $M_c=1.9$. La b-value est de l'ordre de 0.9, proche de la valeur déterminée par Haugmard (2016) pour la France métropolitaine (1.07) (Figure 4. 24a). La magnitude du moment la plus élevée du catalogue : M_w 4 (M_L 4.9) est rapportée pour le séisme du 11 juillet 2014, situé au large du GNB, au SW de l'île de Jersey (Figure 4. 24b & Figure 4. 22).

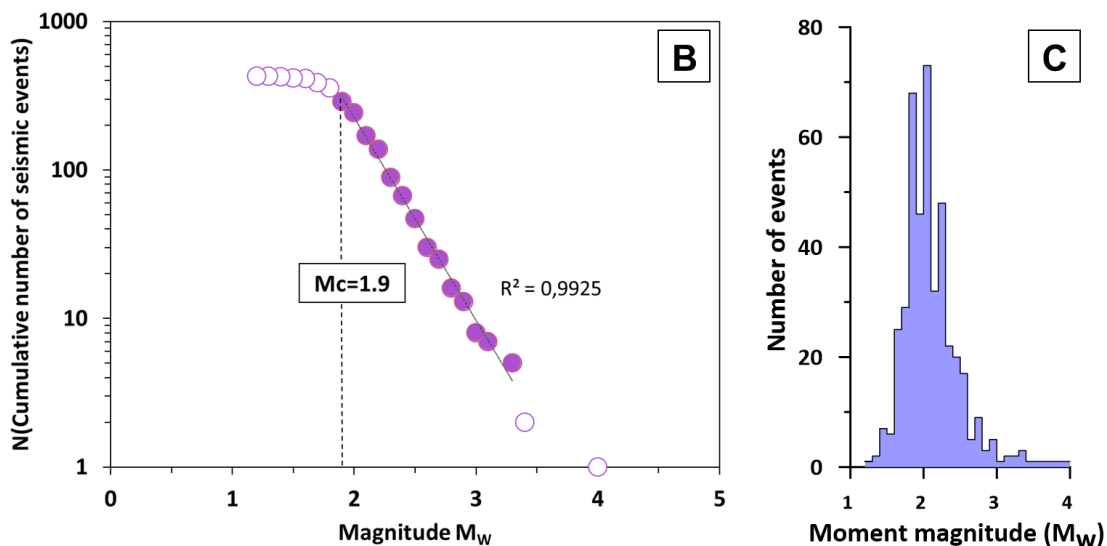


Figure 4. 24 : (a) La loi de Gutenberg-Richter pour le catalogue CP-GNB. (b) l'histogramme de la magnitude du moment pour la période 1962-2023.

La distribution spatiale de la sismicité est diffuse dans le secteur CP-GNB (Figure 4. 22) avec un regroupement (cluster) au sud de l'île de Jersey et à l'est de Barfleur (péninsule du NE Cotentin).

Sept séismes présentent des magnitudes M_w supérieures ou égales à M_w 3 :

- le séisme du 11/07/2014 de M_w 4 de Saint-Héliier au sud-ouest de Jersey
- le séisme du 30/08/1975 de M_w 3.4 localisé à Plouezec
- le séisme du 23/07/2014 de M_w 3.3 à Saint-Héliier, sud-ouest Jersey
- le séisme du 25/02/2015 de M_w 3.1 situé au sud-ouest de Jersey
- les séismes du 17/01/1967 de M_w 3.1 et du 26/11/1996 de M_w 3.1 en baie du Mont Saint-Michel.
- le séisme du 30/11/1994 de M_w 3, au large de Barfleur dans la baie de Seine (Figure 4. 22).

La profondeur des séismes enregistrés dans le secteur CP-GNB ne dépassent pas 26 km. On dénombre 72 séismes relativement profonds (soit 17% des événements), situés entre 20 et 26 km de profondeur et relativement alignés selon un axe NE-SW à proximité des grands cisaillements cadomiens. Les séismes avec des profondeurs comprises entre 10 et 20 km représentent 31% des cas soit 130 séismes, tandis que les 53% restant sont localisés à moins de 10 km de profondeur (Figure 4. 25). La proportion d'événements situés à une profondeur supérieure ou égale à 10 km semble particulièrement élevée dans cette région ce qui traduit une activité sismique certainement limitée à la croûte supérieure (Figure 4. 25).

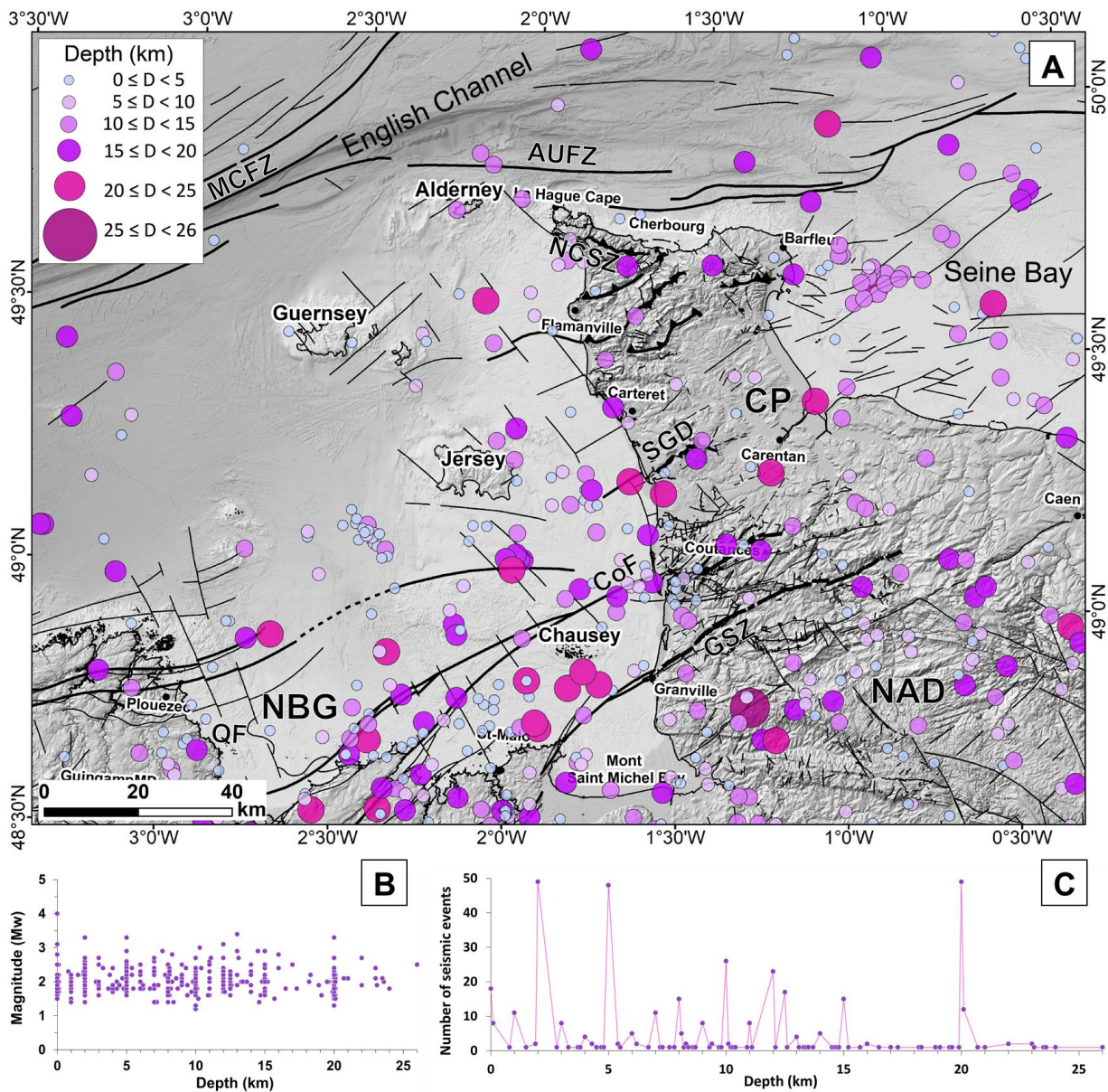


Figure 4. 25 : Représentation des profondeurs des séismes enregistrés sur le secteur CP-GNB dans le nouveau catalogue unifié (1962-2023). (a) Carte des profondeurs des séismes en km. (B) Graphe des magnitudes M_w des séismes en fonction de leurs profondeurs (C) Graphe des profondeurs des séismes enregistrés en fonction du nombre de séismes associés.

Cependant, il faut prendre en considération que l'évaluation de la profondeur des séismes est approximative dans le catalogue CP-GNB, surtout compte tenu des erreurs estimées sur les deux périodes, 2010-2011 et 2012-2023, à 0 - 1 km. Cela dépendra du nombre de stations, du nombre de phases et du modèle de vitesse utilisé par les différents réseaux.

En ce qui concerne les données provenant du catalogue BCSF-LDG (Si-Hex) pour la période 1962-2009, elles montrent une précision moyenne de localisation d'environ 2 à 3 km en terme de latitude et longitude. Pour la période 2010-2011, le catalogue LDG a été retenu puisqu'il estime des erreurs plus faibles, comprises entre 1 et 3 km en moyenne. Après 2012, nous avons choisi le catalogue RéNaSS qui a nettement amélioré ses localisations après 2012 sur les longitudes et latitudes (0.1 à 4 km). Cela est dû à la densification du réseau en France et à l'ajout de stations étrangères, comme les stations anglaises vers le nord-ouest (Figure 4. 26). Après 2019, le réseau RéNaSS arrive à estimer des erreurs encore plus faibles de l'ordre de 0 à 0.2 km.

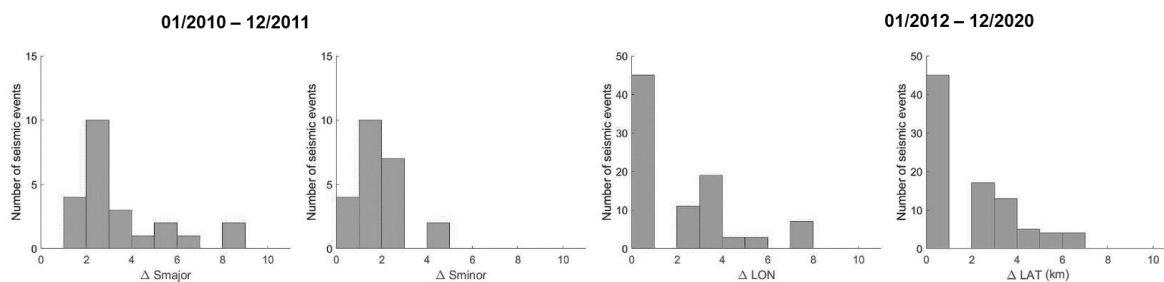


Figure 4. 26 : Erreurs du catalogue CP-GNB estimées sur les valeurs du demi-axe mineur (Sminor) et majeur (Smajor) du réseau LDG pour la période de temps 2010–2011 et les erreurs sur les latitudes (LAT) et longitudes (LON) pour le réseau RéNaSS pour la période après 2012.

La sismicité historique et instrumentale dans le domaine CP-GNB apparait donc généralement bien diffuse (Figure 4. 27). Les rares essais déjà évoqués (sud de l'île de Jersey, Coutances et à l'est de Barfleur) sont situés à proximité de grandes zones de cisaillement reconnues à l'échelle régionale, telles que la CoF (faille de Coutances) et la SGD (la discontinuité de Saint-Germain-sur-Ay). La source des essais à l'est de Barfleur et en Baie de Seine reste pour l'instant plus énigmatique (Figure 4. 27).

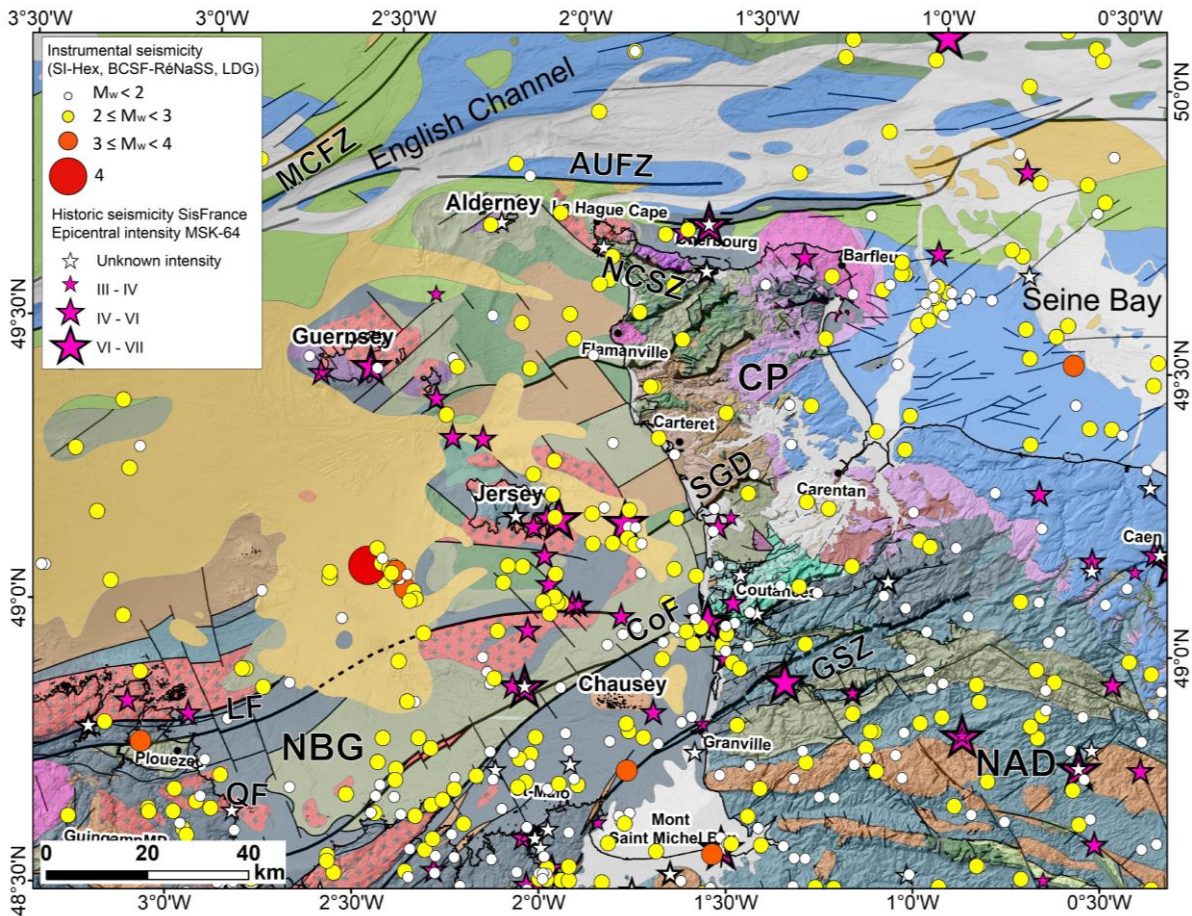


Figure 4. 27 : Carte de sismicité historique et instrumentale du CP-GNB. Sismicité historique entre 1091 et 1962, issue du catalogue SisFrance (www.sisfrance.net). Les étoiles de couleur indiquent l'intensité épacentrale I_0 MSK-64. La sismicité instrumentale de 1962 à 2020 issue du catalogue unifié (Si-Hex, LDG, BCSF-RéNaSS). les cercles de couleur indiquent les magnitudes des séismes M_w . Carte géologique simplifiée du BRGM (1/50 000 sur terre et 1/1000 000 au large) et de la carte de la Baie de Seine (Benabdellouahed et al., 2014).

5. Détermination des mécanismes au foyer

Le mécanisme au foyer renseigne sur la direction des failles activées et le champ de contraintes associé. Ces données sont importantes pour une meilleure caractérisation de la sismicité de la région et des zones potentiellement sismogènes.

5.1 Sélection des données pour le secteur CP-GNB

5.1.1 Sélection des séismes

Quelques séismes récents ont été sélectionnés pour une nouvelle détermination de leurs mécanismes au foyer. Pour contraindre le mécanisme, une bonne distribution spatiale des stations et un grand nombre de phases sont nécessaires. Par conséquent, nous nous sommes limités aux séismes déterminés après 2012, année à partir de laquelle, le nombre de stations rend l'opération

possible. Ensuite, nous avons sélectionnés les séismes de magnitude M_w supérieure ou égale à 2 pour qu'ils soient détectables sur un grand nombre de stations, et ainsi réduire ainsi le gap azimutal et augmenter le nombre de phase à pointer. Cinq séismes correspondent à ces critères entre 2014 et 2020 (Tableau 4. 5).

Tableau 4. 5 : Récapitulatif des données d'enregistrement pour les séismes sélectionnés pour le calcul des mécanismes au foyer. Il s'agit du temps d'origine, de la localisation de l'épicentre, de la magnitude et de la profondeur estimée par le réseau RéNaSS.

Date	Time (UTC)	Latitude	Longitude	$M_{L-RéNaSS}$	M_w	Depth (Km)	Number of stations	Number of phases	RMS	Azimuthal Gap (°)	City
11/07/2014	11:54:31	49.096	-2.509	4.9	4	0	24	28	0.42	143.47	Saint-Héliier
18/07/2014	14:56:22	49.066	-2.413	2.6	2.3	7	4	9	0.2	106.6	Saint-Héliier
23/07/2014	16:26:42	49.06	-2.405	3.8	3.3	2	14	18	0.34	83.85	Saint-Héliier
07/11/2014	14:44:27	49.04	-2.37	2.9	2.5	0	5	9	0.26	105.42	Saint-Héliier
25/02/2015	22:55:07	49.08	-2.433	3.6	3.1	0	16	23	0.35	80.71	Saint-Héliier
01/02/2020	21:26:56	49.738	-2.04	2.4	2.2	14	11	25	0.45	130.66	La Hague
16/09/2020	02:39:35	49.011	-1.639	3.1	2.7	7.5	33	47	0.42	40.18	Coutances

Un séisme majeur de magnitude $M_w=4$ a été enregistré à l'ouest de Jersey (Saint-Héliier) le 11 juillet 2014 suivi de deux répliques le même mois, l'une le 18/07/2014 de magnitude $M_w=2.3$, l'autre le 23/07/2014 de magnitude $M_w=3.3$. Deux autres séismes sont enregistrés plus tard le 07 novembre 2014 de $M_w=2.5$ et le 25/02/2015 de $M_w=3.1$ dans la même zone.

Plus récemment, le 01 février 2020, un séisme de $M_w=2.2$ a été détecté au Nord du Cotentin, à proximité du cap de la Hague. Et enfin, nous retenons le séisme de magnitude $M_w=2.7$, le 16 septembre 2020, au large de Coutances (Figure 4. 28).

Le gap azimutal pour ces localisations (Tableau 4. 5) est aux alentours de 140° à 105° pour les deux premiers séismes, puis ce gap azimutal semble s'améliorer dans le temps pour atteindre 40° en 2020 pour les séismes qui ont lieu dans le GNB. L'amélioration de ce gap azimutal est dû à l'installation récente de stations sismologiques dans le nord-ouest de la France. En revanche, pour la pointe du Cotentin et donc le séisme de la Hague de 2020, le gap azimutal reste important, avec une valeur de 130° .

Les erreurs sur la latitude et la longitude avec des ordres de grandeur de 2 à 4 km et proche de 0.2 km pour les séismes de 2020 sont globalement faibles. Les erreurs sur la profondeur sont très variables avec des valeurs de 0 à 7 km. Nous remarquons que les profondeurs déterminées pour les séismes au large de Jersey sont très superficielles. Le choc principal (11-07-2014, $M_w=4$) est indiqué avec une profondeur de 0 +/- 0 km alors que l'une des répliques (18-07-2014, $M_w=2.6$) serait à une profondeur de 7 +/- 2 km (Tableau 4. 5). Les répliques d'un séisme témoignent du réajustement des contraintes sur le plan de faille et leur analyse spatiale nous donne une image de la zone du plan de faille qui s'est déplacée. L'analyse spatiale des répliques du séisme

d’Hennebont $M_w=4.3$ (Perrot et al., 2005) ont par exemple mis en évidence un plan de faille actif sur une surface d’environ 1 km x 1 km. Par conséquent, les profondeurs déterminées par le RéNaSS sont certainement erronées pour la crise de Jersey.

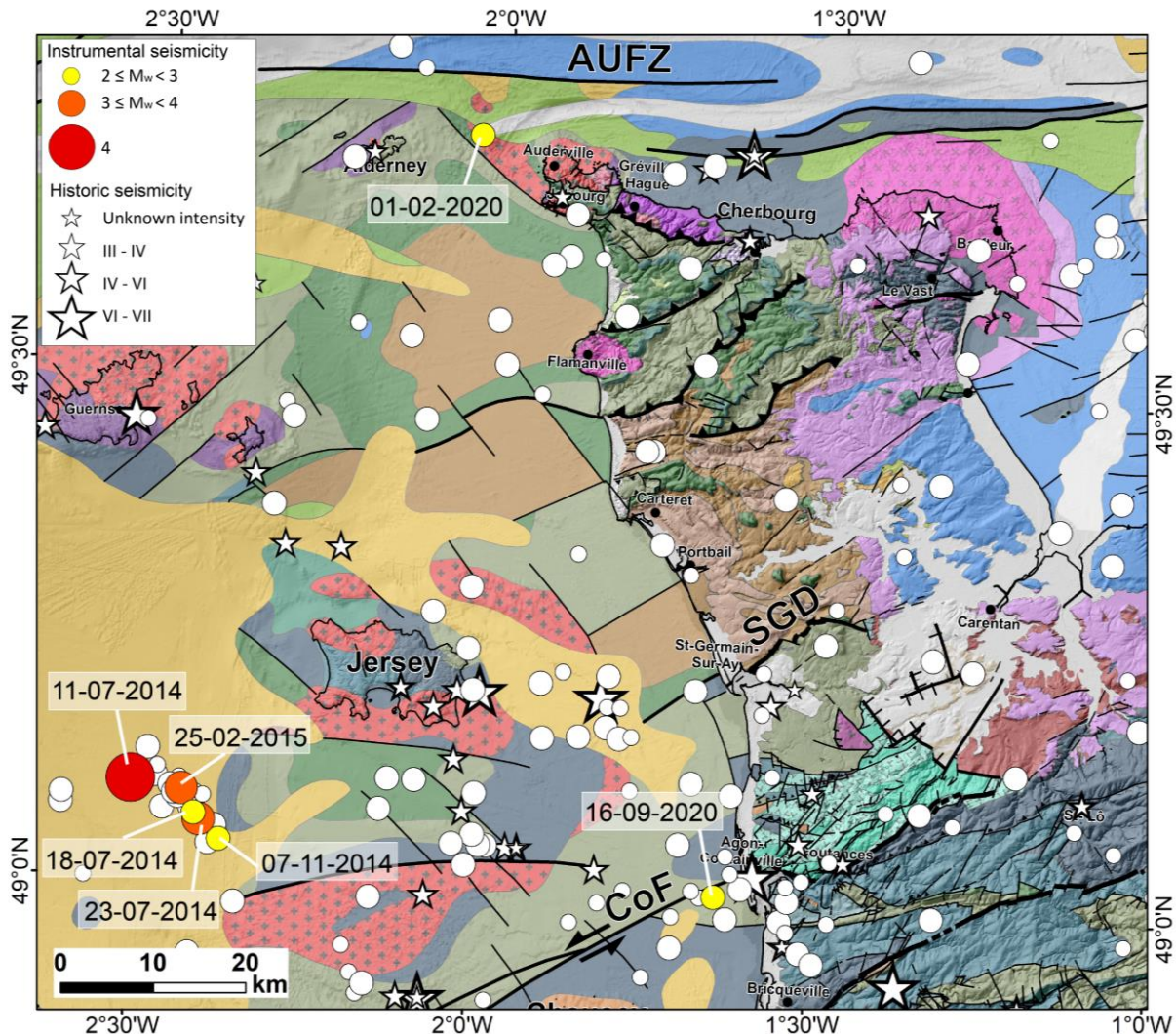


Figure 4. 28 : Séismes sélectionnés pour le calcul des mécanismes au foyer au large de Jersey (sud de la péninsule du Cotentin) et au Nord du Cotentin (La Hague). Les cercles blancs et les étoiles blanches représentent l’ensemble des épicentres (instrumentaux et historiques) enregistrés dans la zone et répertoriés dans le catalogue unifié. Les cercles de couleur représentent l’ensemble des épicentres des séismes sélectionnés exprimés en magnitude du moment M_w . Les failles majeures sont reportées sur la carte géologique simplifiée du Cotentin et GNB issue dans données du BRGM (Chantraine et al., 2003) en traits pleins foncés. Les étoiles correspondent à la sismicité historique.

5.1.2 Données des formes d’ondes des stations

La sélection des stations s’est faite de sorte que les séismes choisis soient situés au centre du réseau, pour réduire au maximum les lacunes liées aux couvertures azimutales (Figure 4. 29).

Nous avons utilisé la base de données des formes d’onde des réseaux du RESIF et du BGS, en libre accès via les sites (<ftp://seiswav.bgs.ac.uk>) et (<http://seismology.resif.fr>). Cela représente un total de 21 stations nécessaires pour déterminer les mécanismes au foyer : les stations

RESIF (PLEF, BARI, BESN, CAMF, CLEV, CURIE, LOCF, LOUF, SROF, SOMF, RENF et BRDL), la station ROSF du réseau CEA/DASE et les stations du réseau britannique (BRDL, CAA1, DYA, HMNX, JSA, OLDB, RUSH, SWN1) (Figure 4. 30). Les stations situées sur les îles anglo-normandes et britanniques sont clairement une plus-value pour la localisation (Arroucau, 2006).

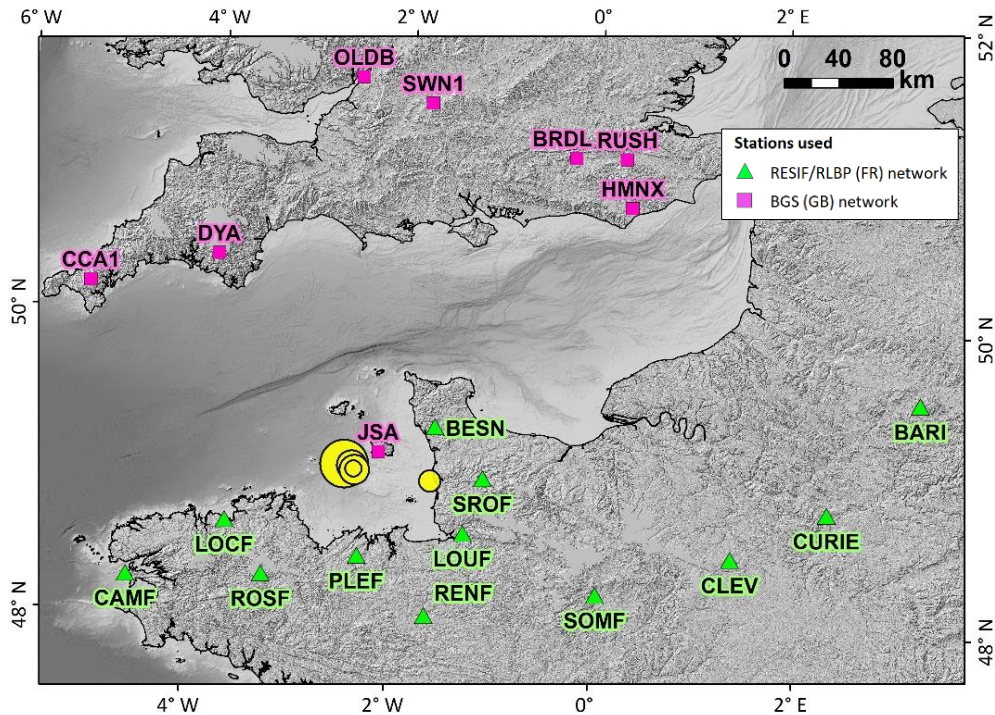


Figure 4. 29 : Localisation des stations sismiques du réseau RESIF (Réseau Sismologique et Géodésique Français) qui sont représentées par des triangles verts et celle du BGS (British Geological Survey) par des carrés roses. Les cercles jaunes représentent les épicentres des séismes enregistrés par le réseau RéNaSS pour les événements de Coutances et de Jersey exprimés par une magnitude de moment (M_w) du catalogue unifié.

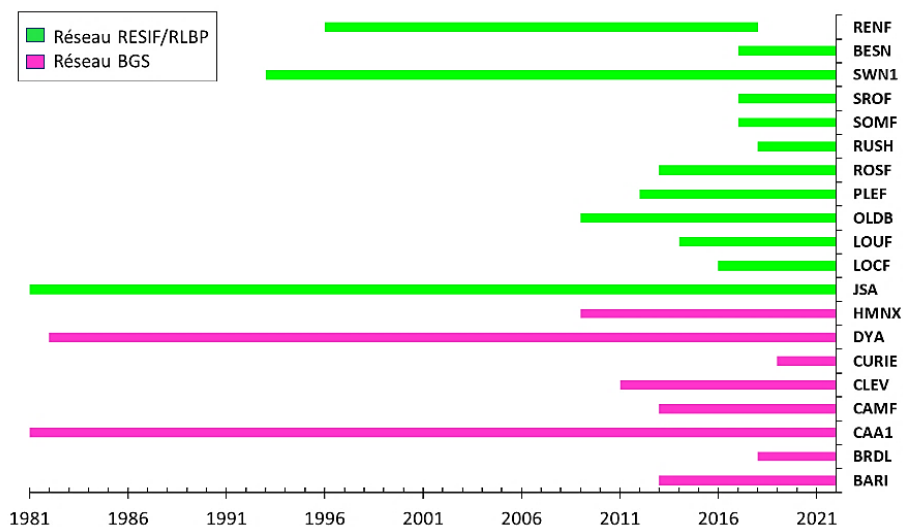


Figure 4. 30 : Chronogramme de mise en activité des stations sismologiques et la disponibilité des données depuis le site de RESIF dans l’ouest de la France.

5.1.3 Préparation et traitement des données

Les données brutes sont acquises depuis les sites RESIF et BGS au format SEED/MINISEED, conformément aux normes du consortium IRIS (1993). Elles ont été converties et préparées pour être archivées dans la base de données SEISAN développé par Havskov and Ottemoller (1999) (<http://seis.geus.net/software/seisan/node2.html>). Ensuite, cette base de données contenant l'ensemble des détections est traitée à l'aide des logiciels disponibles dans SEISAN qui permettent entre-autres la localisation des événements sismiques et la détermination des mécanismes au foyer.

5.2 Localisation, modèle de vitesse et outils utilisé

5.2.1 Pointé des temps d'arrivées

Un pointé manuel des temps d'arrivée des ondes P et S a été réalisé sous SEISAN pour chaque sismogramme. Quand l'impulsion (rapport signal/bruit) du séisme est visible dans la trace du signal, on détermine la polarité de chacun des signaux. Dans cette étude les ondes P, sont pointées sur la composante verticale de chaque station quand cela est possible, alors que les ondes cisailantes S sont pointées sur l'une des composantes horizontales (Figure 4. 31).

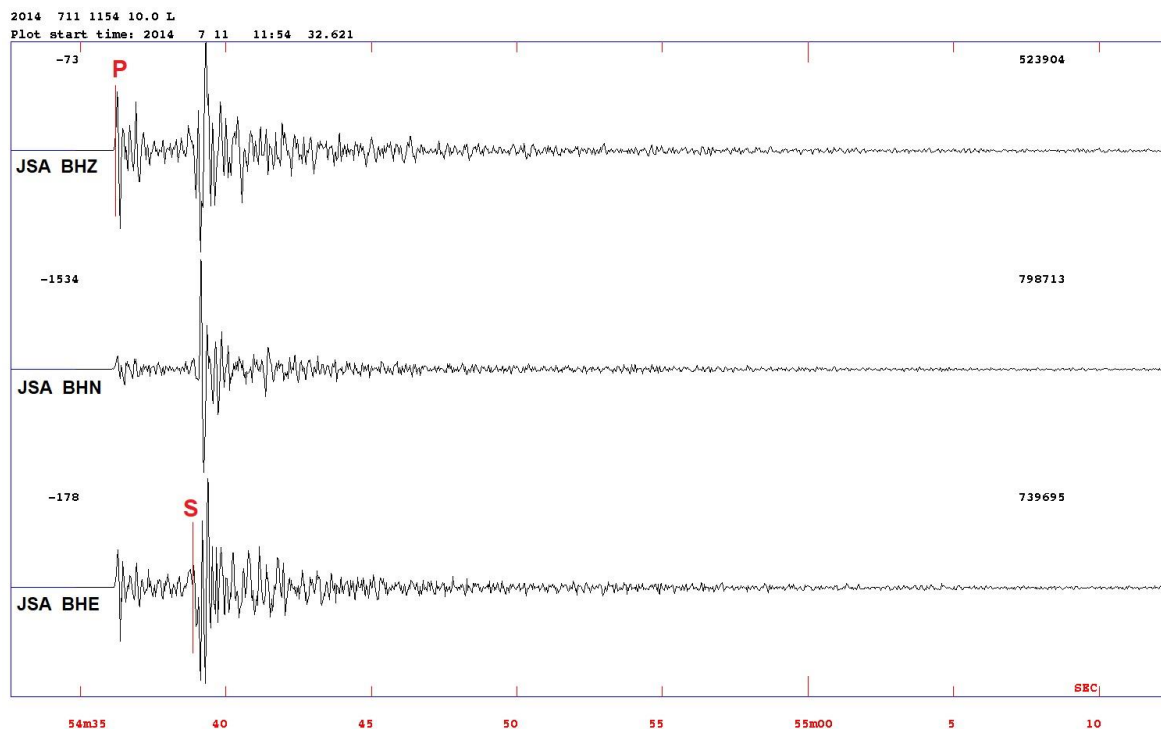


Figure 4. 31 : Exemple du pointé des temps d'arrivées des ondes des sismogrammes de la station JSA des deux composantes verticales et horizontales du séisme du 11/07/2014 de Saint-Hélier. Exemple du pointé des ondes p effectué sur la composante verticale. En rouge les pointées sur les trois composantes (P) : temps d'arrivée de l'onde P qui présente une amplitude impulsionnelle et positive. (S) : temps d'arrivée de l'onde S.

On qualifie l'amplitude de l'onde P d'impulsionnelle quand le signal dessine une amplitude forte ou émergente. Nous relevons la polarité de l'onde P, c'est-à-dire, le sens du mouvement de l'onde P. On dit qu'elle est positive (début de l'onde P dirigé vers les amplitudes positives) pour un mouvement en compression et négative (dirigé vers les amplitudes négatives), pour un mouvement en dilatation (Figure 4. 31).

5.2.2 Le modèle de vitesse utilisé

Un modèle de vitesse 1D à trois couches est habituellement utilisé par les réseaux sismologiques RéNaSS et LDG pour localiser les séismes sélectionnés. Dans notre étude, nous avons choisi d'utiliser le modèle de vitesse à cinq couches calculées par Amorèse et al. 2000 (NBCI : Northern Brittany and Channel Islands) pour le massif Armoricaire (Tableau 4. 6). Ce dernier a été utilisé dans des études antérieures sur le Massif Armoricaire (Paco, Bollinger et Trilla, 2017) et Amorèse (2020, 2000). Le rapport V_p/V_s a été déduit à partir du diagramme de Wadati par Walker (1991) pour le séisme de Jersey de 1990 et il a été fixé à 1.73. Le Moho est fixé sous le bloc cadomien à une profondeur de 35 km et la croûte moyenne est atteinte à 15 km de profondeur (Amorèse et al., 2000) (Tableau 4. 6).

Tableau 4. 6 : Modèles de vitesse NBCI utilisés pour la localisation des séismes de Jersey, Coutances et la Hague (Amorèse et al., 2000).

<i>P</i> -wave velocity (km s ⁻¹)	Depth to top of layer (km)
5.50	0.00
6.20	5.00
6.70	15.00
7.50	35.00 M
8.20	40.00

$V_p/V_s=1.73$, $X_{near}=200$ km, $X_{far}=300$ km

5.2.3 Localisation des séismes

Le programme HYPOCENTER développé par Lienert et al. (1986, 1995) a été utilisé pour localiser les séismes à partir des pointés des temps d'arrivées des ondes P et S sur chaque sismogramme. Il calcule les résidus de temps d'arrivée, c'est-à-dire les différences entre les temps d'arrivée observés et les temps d'arrivée prédits par le modèle de vitesse (Lienert et al., 1986). Un résidu positif témoigne d'un modèle qui sous-estime la vitesse réelle, tandis qu'un résidu négatif indique une vitesse de modèle trop lente (Figure 4. 32).

date	hrmn	sec	lat	long	depth	no	m	rms	damp	erln	erlt	erdp	
14 711	1154	32.58 49	3.19N	2 18.1W	11.7	15	3	0.49	0.000	6.2	2.7	5.7	
stn	dist	azm	ain	w	phas	calcphs	hrmn	tsec	t-obs	t-cal	res	wt	di
JSA	18	32.5119.8	2	S	2	SG	1154	38.9	6.28	6.23	0.05	0.50	9
JSA	18	32.5119.8	0	P		C PG	1154	36.2	3.59	3.60	-0.01	1.00	17
ROSF	107	222.3 67.7	2	S	2	SN3	1155	2.2	29.58	30.01	-0.42	0.50	7
ROSF	107	222.3 67.7	0	P		D PN3	1154	49.6	17.06	17.35	-0.28	1.00	11
RENF	124	156.4 67.7	0	P		D PN3	1154	52.7	20.09	19.87	0.23	1.00	5
RENF	124	156.4 67.7	0	S		SN3	1155	6.7	34.16	34.37	-0.20	1.00	20
CAMF	191	243.8 49.1	2	S	2	SN5	1155	24.1	51.51	50.89	0.62	0.50	4
CAMF	191	243.8 49.1	0	P		C PN5	1155	2.5	29.93	29.41	0.52	1.00	4
DYA	193	323.2 49.1	2	S	2	C SN5	1155	23.3	50.71	51.37	-0.65	0.50	9
DYA	193	323.2 49.1	0	P		D PN5	1155	2.5	29.90	29.69	0.21	1.00	9
CCA1	246	301.9 49.1	2	S	2	SN5	1155	35.1	62.50	62.46	0.04	0.27*	2
CCA1	246	301.9 49.1	0	P		D PN5	1155	7.3	34.75	36.10	-1.35	0.54*	2
SWN1	276	7.3 49.1	0	P		PN5	1155	13.1	40.51	39.75	0.77	0.24*	1
HMNX	277	42.2 49.1	0	P		C PN5	1155	12.2	39.65	39.82	-0.16	0.23*	2
OLDB	291	356.6 49.1	0	P		PN5	1155	12.8	40.23	41.50	-1.27	0.09*	0

Figure 4. 32 : Résultats de la localisation du séisme du 11/07/2014 de Saint Helier. La figure montre les paramètres obtenus pour la localisation du séisme : la date (année, mois, jour ; hrmn (heure, minute) ; lat (latitude en ° minutes décimales) ; long (longitude en ° minutes décimales), no (nombre de phases) ; erln (erreur longitude en km) ; erlt (erreur latitude en km) ; erdp (erreur profondeur en km) et les paramètres calculés pour chaque phase : stn (nom station) ; dist (distance de la station en km) ; Azm (azimut de la station °) ; ain (angle d'incidence en °), phas (type phase observée) ; calcphs (phase obtenue par HYPOCENTER) ; hrmn et tsec (temps d'arrivée) ; t-obs (secondes supplémentaires observées à tsec) ; t-cal (secondes supplémentaires calculés à tsec) ; res (résidu en seconde) ; wt (poids).

HYPOCENTER détermine plusieurs paramètres : le RMS (racine carrée de la moyenne des écarts entre temps observés et prédits), l'erreur sur la profondeur et la localisation épacentrale estimée à partir des ellipses d'incertitude (Figure 4. 32 et Tableau 4. 7). Les incertitudes de localisation en latitude sont globalement faibles (entre 0.9 et 5.8 km), grâce à la distribution des stations au nord et au sud. Cependant, les incertitudes en longitude sont plus élevées (2.4 et 8.7 km) (Tableau 4. 7), ce qui s'explique par le fait que l'on dispose de peu de stations à l'Ouest.

5.3 Les magnitudes de coda

Les magnitudes de coda sont calculées à partir de la coda, c'est-à-dire la longueur (durée) du signal de l'onde P sur le sismogramme (généralement la composante verticale).

Le calcul de la magnitude coda (M_{coda}) se fait pour chaque station où la coda a été pointée et la moyenne des M_c est calculée pour obtenir la magnitude du séisme. Les M_{coda} obtenues (Tableau 4. 7) sont cohérentes, elles correspondent bien aux valeurs intermédiaires des magnitudes M_L et M_w déterminées par le RéNaSS (Tableau 4. 7).

Tableau 4. 7 : Localisations et magnitudes calculées dans le cadre de cette étude pour chaque séisme (Jersey, Coutances et La Hague) accompagnées des valeurs de RMS, du nombre de stations et de phases, ainsi que les erreurs de localisation associées.

Date	Time	Longitude (°)	Latitude (°)	Depth (km)	M _{coda}	RMS	Δ long	Δ lat	Δ depth	Az Gap
11/07/2014	11:54:32.58	-2.310	49.061	12.2	4.4	0.47	6.9	2.6	5.6	114
18/07/2014	14:56:23.1	-2.226	49.034	12.7	2.7	0.35	5.9	2.2	4.3	145
23/07/2014	16:26:42.18	-2.354	49.054	6.2	3.9	0.36	4.9	1.8	5.9	112
07/11/2014	14:44:27.4	-2.299	49.038	7.8	3.3	0.19	2.5	0.9	2.4	127
25/02/2015	22:55:7.9	-2.282	49.074	12.3	3.7	0.28	4.6	1.7	3.4	115
01/02/2020	21:26:54.5	-1.978	49.809	0	2.4	0.44	8.7	5.8	11.1	169
16/09/2020	02:39:35.77	-1.620	49.038	11.1	3.4	0.37	2.4	1.9	3.6	73

5.4 Synthèse

Pour les localisations obtenues avec le modèle de vitesse NBCI (tableau 3.7), les incertitudes sont relativement faibles en latitude sauf pour le séisme de la Hague (01-02-20) avec une valeur de 5,8 km, elles sont plus forte en longitude mais n'excèdent pas 8,7 km (séisme de la Hague). Les incertitudes sur la profondeur sont également faibles (2.4 et 5.9 km), excepté pour le séisme de la Hague là encore avec une valeur de 11 km. Les incertitudes sont systématiquement plus importantes pour le séisme de la Hague situé plus au nord, il faudrait peut-être envisager un modèle de vitesse différent.

Pour le séisme de Coutances (16/09/2020), les localisations obtenues dans cette étude avec le modèle NBCI et celles du RéNaSS, sont comparables en latitude, longitude et profondeur (Figure 4. 33). En revanche, il existe d'importantes variations concernant la profondeur pour la série de séismes de Jersey. Cela pourrait être lié à des problèmes de localisation du RéNaSS en lien avec un gap azimutal plus important. On constate également des différences en latitude et longitude. Les localisations obtenues avec le modèle NBCI apparaissent décalées vers le sud-est (par rapport au RéNaSS) et aussi plus regroupées (Figure 4. 33). Si on admet que les séismes de Jersey sont liés à une crise de type « shock-aftershock » c'est-à-dire qu'il existe un choc principal (celui du 11 Juillet 2014) suivi de répliques, alors ces séismes ont potentiellement pour origine une même faille. Ainsi, la localisation effectuée avec le modèle NBCI semble plus cohérente avec une distribution des séismes limités à une zone de 5 km, que celle du RéNaSS qui sont distribuées dans une zone de 10 km.

En conclusion, le modèle NBCI semble convenir à l'étude des séismes de la région CP-GNB. Le RéNaSS fournit des localisations très cohérentes depuis 2020 même s'il faut s'assurer que le gap azimutal soit inférieur à 80° dans le GNB. Pour le nord Cotentin (ie. séisme de la Hague), il

semblerait que le modèle NBCI ne convienne pas et avec un gap azimutal de 130° , il est par ailleurs difficile de se prononcer quant à la localisation issue du RéNaSS.

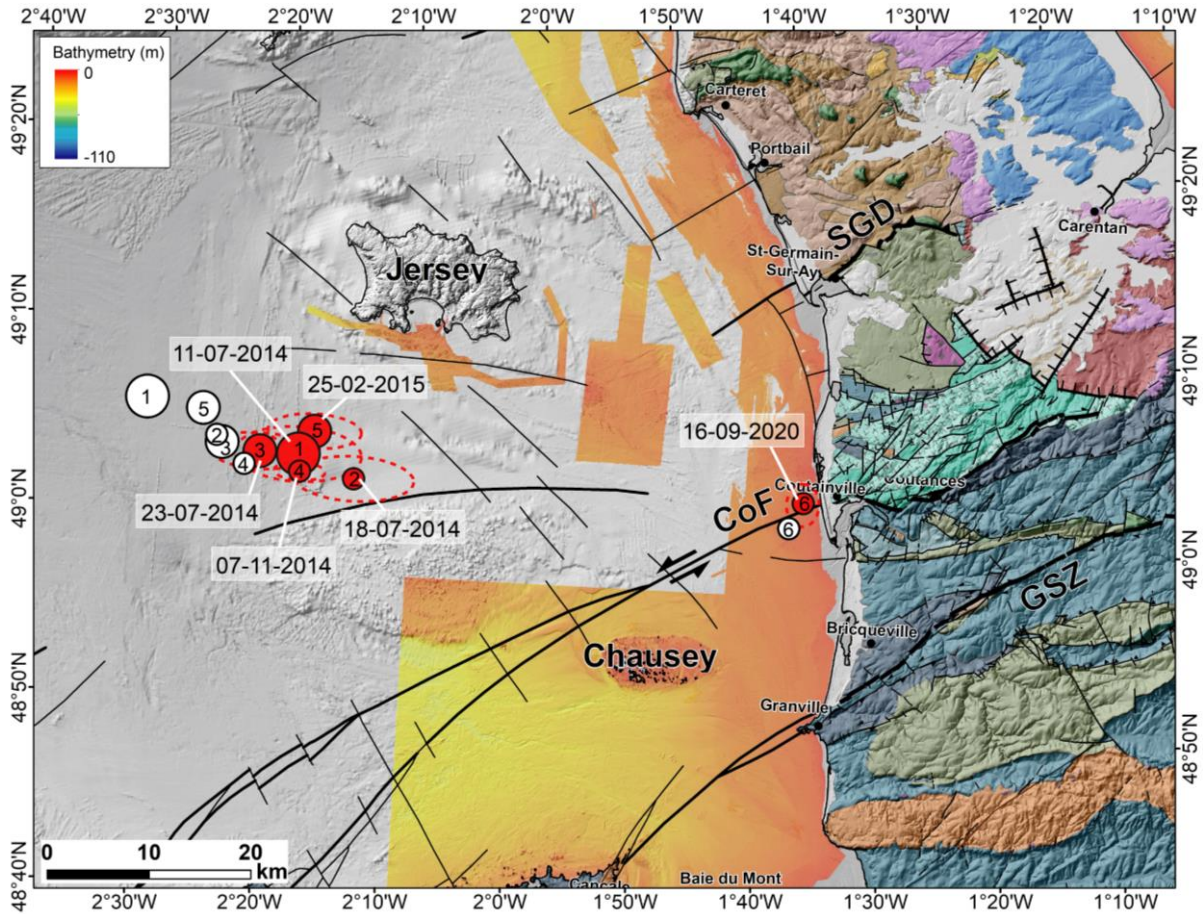


Figure 4. 33 : Nouvelle localisation des séismes sélectionnés pour le calcul des mécanismes au foyer au large de Jersey (sud de la péninsule du Cotentin). Les cercles blancs représentent la localisation RéNaSS des épicentres et en rouge les nouvelles localisations. Les failles majeures sont indiquées sur la carte géologique simplifiée du Cotentin et de la GNB, basée sur les données du BRGM (Chantraine et al., 2003), avec des traits pleins foncés.

5.5 Méthode de détermination des mécanismes au foyer

Le mécanisme au foyer (MF) décrit la géométrie du plan de glissement et le mouvement à l'origine du séisme. Il correspond à la projection des plans nodaux de la faille (plan de faille et plan axillaire) sur le plan équatorial de la demi-sphère inférieure centrée sur l'hypocentre du séisme. Le mouvement qui a eu lieu lors de la rupture, est indiqué par des quadrants délimités par les plans nodaux qui seront soit en compression (représenté en noir) soit en dilatation (représenté en blanc) (Figure 4. 34). Les axes de pression, noté P, et de tension, noté T, se situent à 45° des plans nodaux comme on peut le voir sur la Figure 4. 34.

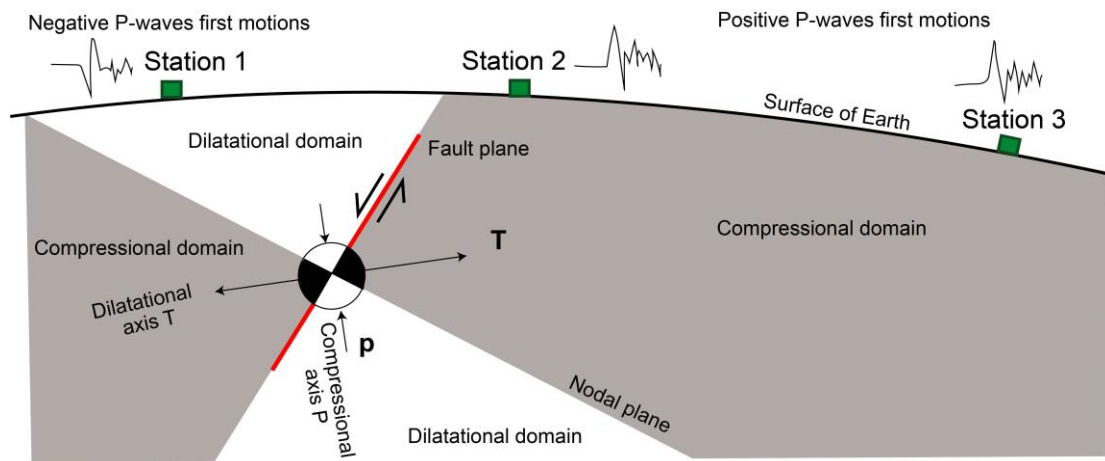


Figure 4. 34 : Représentation d'un mécanisme au foyer d'un séisme en sphère dont le centre est le foyer du séisme. La sphère représente les plans nodaux et la projection des polarités des stations sismiques qui montrent un mouvement soit en compression, soit en dilatation (Pomerol et al., 1989, modifié).

Le mécanisme au foyer d'un séisme correspond à l'interprétation du double couple du tenseur des moment, il est caractérisé par trois paramètres : l'azimut du plan de faille (Φ en $^{\circ}$), son pendage (δ en $^{\circ}$) et l'angle de glissement sur le plan (λ en $^{\circ}$) nommé le *rake*. Le *rake* représente la direction du mouvement relatif (glissement) entre le bloc supérieur et le bloc inférieur de la faille (mesuré dans le sens trigonométrique de -180 à 180°). La convention pour l'angle de *rake* (λ) est la suivante : une faille inverse si $0 < \lambda < 180$ degrés, une faille normale si $-180 < \lambda < 0$ degrés, un décrochement senestre si $\lambda = 180$ degrés et un décrochement dextre si $\lambda = 0$ degrés.

5.5.1 FOCMEC et FPFIT

Les logiciels FOCMEC (Snook et al., 2003) et FPFIT (Reasenber and Oppenheimer, 1985) sont utilisés pour déterminer les solutions des plans de failles en utilisant les polarités des premières arrivées des ondes P.

- FOCMEC (FOCal MEchanism determinations) est un programme compris dans la base de données SEISAN. Il permet de proposer plusieurs solutions acceptables de mécanismes au foyer en utilisant les polarités d'ondes et des rapports d'amplitude quand ils sont disponibles. Une fois les polarités déterminées sur les sismogrammes aux stations, le séisme doit être localisable afin de calculer les angles d'incidence de l'onde qui part de l'hypocentre pour aller à la station. FOCMEC intègre des critères de sélection basé sur un nombre d'erreurs acceptables pour les polarités. La recherche de solutions se fait linéairement à partir de la direction des plans nodaux et en choisissant un pas en degrés. Dans notre étude, nous avons choisi de faire varier l'intervalle angulaire avec des pas de 1° à 15° afin d'observer toutes les solutions possibles (125 solutions au maximum).

- Le programme FPFIT (First P arrivals FIT), vise à proposer la (ou les) meilleure(s) solution(s) de mécanisme au foyer liée(s) à un ensemble de polarité des premières arrivées d'onde P d'un séisme donné (Reasenberg and Oppenheimer, 1985). Il permet aussi d'estimer l'incertitude des paramètres du modèle ($\Delta Strike$, ΔDip , $\Delta Rake$). La somme pondérée est exprimée par un facteur f allant de 0 à 1. Avec un f inférieur à 0.5, l'ajustement est bon. S'il est égal à 1, il est inadapté. Le facteur f permet aussi de donner un ratio de distribution des stations (STDR), lorsque le ratio est faible $STDR < 0.5$, cela signifie qu'un nombre important de données se trouvent près des plans nodaux dans la solution focale, ce qui nécessite de l'examiner ou de la rejeter.

Une ou deux solutions sont proposées par FPFIT pour les séismes étudiés et nous avons classé ces solutions en attribuant un facteur de qualité en fonction des incertitudes évaluées par le code FPFIT (

Tableau 4. 8) et des familles de solutions proposées par FOCMEC quand il y en avait plusieurs. Nous utilisons le terme « famille de solutions » quand plusieurs solutions présentent le même type de mécanisme au foyer (normal, inverse ou décrochant) mais avec des variations de la direction des plans nodaux

Tableau 4. 8 : Facteur de la qualité appliqué aux solutions des mécanismes au foyer.

FPFIT solution (Δ strike, Δ dip, Δ rake)	Quality	N events
$\leq 10^\circ$	A	3
$10^\circ < X \leq 20^\circ$	B	2
$20^\circ < X \leq 35^\circ$	C	2

6. Applications à quelques séismes instrumentaux du GNB

Pour chaque séisme, FOCMEC propose plusieurs solutions (de 1 à 125) pour un intervalle angulaire compris entre 1° et 15° . FOCMEC nous permet de bien visualiser la répartition des axes P et T, mais il ne permet pas de choisir une solution spécifique parmi les solutions proposées. Nous avons choisi de retenir la solution proposée par FPFIT pour chaque séisme, car elles sont compatibles avec la répartition des axes T et P ainsi que la position du plan de faille par rapport aux polarités déduites pour chaque station (Tableau 4. 9). De plus, nous avons vérifié la cohérence entre l'amplitude des polarités et la projection de ces amplitudes sur la solution de FPFIT. Par exemple, l'amplitude de polarité pour la station JSA est souvent impulsive (forte amplitude de la première arrivée). Sa projection dans le mécanisme au foyer doit être éloignée des plans nodaux, car les sismomètres qui se trouvent sur le plan nodal entre le quadrant de compression et de

dilatation d'un séisme n'enregistrent pas de premier mouvement fort. Au lieu d'être impulsives, leurs premières arrivées sont émergentes (sismogrammes nodaux).

Tableau 4. 9 : Solutions calculées et retenues pour les séismes de Jersey (2014-2015), la Hague et Coutances de 2020 déterminées à partir du programme FPFIT

Date	Time	Longitude (°)	Latitude (°)	Depth (km)	M _{coda}	Str. (°)	Dip (°)	Slip (°)	Δ strike	Δ dip	Δ rake	N pol	Qual
11/07/2014	11:54:32.58	-2.310	49.061	12.2	4.4	74	39	98	5	3	16	9	B
18/07/2014	14:56:23.1	-2.226	49.034	12.7	2.7	63	78	158	7	10	9	6	B
23/07/2014	16:26:42.18	-2.354	49.054	6.2	3.9	149	66	-42	3	9	1	9	A
07/11/2014	14:44:27.4	-2.299	49.038	7.8	3.3	160	59	-22	3	8	28	7	C
25/02/2015	22:55:7.9	-2.282	49.074	12.3	3.7	78	58	-179	11	12	6	8	B
01/02/2020	21:26:54.5	-1.978	49.809	0	2.4	140	48	58	5	4	34	8	C
16/09/2020	02:39:35.77	-1.620	49.038	11.1	3.4	28	75	38	13	14	8	13	B

6.1 Le séisme de Saint-Hélier du 11 juillet 2014 et ses répliques

Le séisme du 11 juillet 2014, (M_w 4) est un des plus forts connus dans la région. Le mécanisme au foyer obtenu est inverse avec une légère composante décrochante sur un plan de faille de direction approximativement N70°E (Tableau 4. 9) (Figure 4.35).

La nouvelle localisation obtenue est située un peu plus au sud-est de celle du RéNaSS à une profondeur de 12.2 +/- 5.6 km (Figure 4.35). Do Paco et al., (2017) ont également étudié ce séisme et proposent une localisation basée sur le modèle NBCI, proche de celle du RéNaSS mais située à une profondeur de 8 km (Figure 4.35). La localisation du RéNaSS est mal contrainte, du fait d'un gap azimutal important dans la direction N143° et d'un défaut de détermination de la profondeur (0 km). Celles de Do Paco ont été réalisées avec plusieurs modèles de vitesse (les modèles LDG, BGS, NBCI). C'est la solution avec le modèle de vitesse LDG qui est la mieux contrainte avec des erreurs faibles sur le demi grand axe de l'ellipsoïde de confiance orienté dans le N72° de +/-1.15 km et de +/-1.03 km sur le petit axe.

Cependant, toutes les solutions proposées par Do Paco *et al.* (2017) sont assez semblables, la solution retenue (Figure 4. 35) obtenue avec le modèle LDG correspond à un mécanisme décrochant. Cette solution est radicalement différente de la nôtre (faille inverse). Ceci résulte peut-être de la distribution des stations, en effet Do Paco et al. (2017) n'utilisent qu'une station anglaise (DYA) située au nord du séisme tandis que notre solution inclut 3 stations anglaises (DYA, CCA1 et HMNX) au nord (Figure 4. 36). De plus, notre solution est contrainte par la position de la station de ROSF proche des plans nodaux et dont la polarité est effectivement émergente malgré une très faible amplitude.

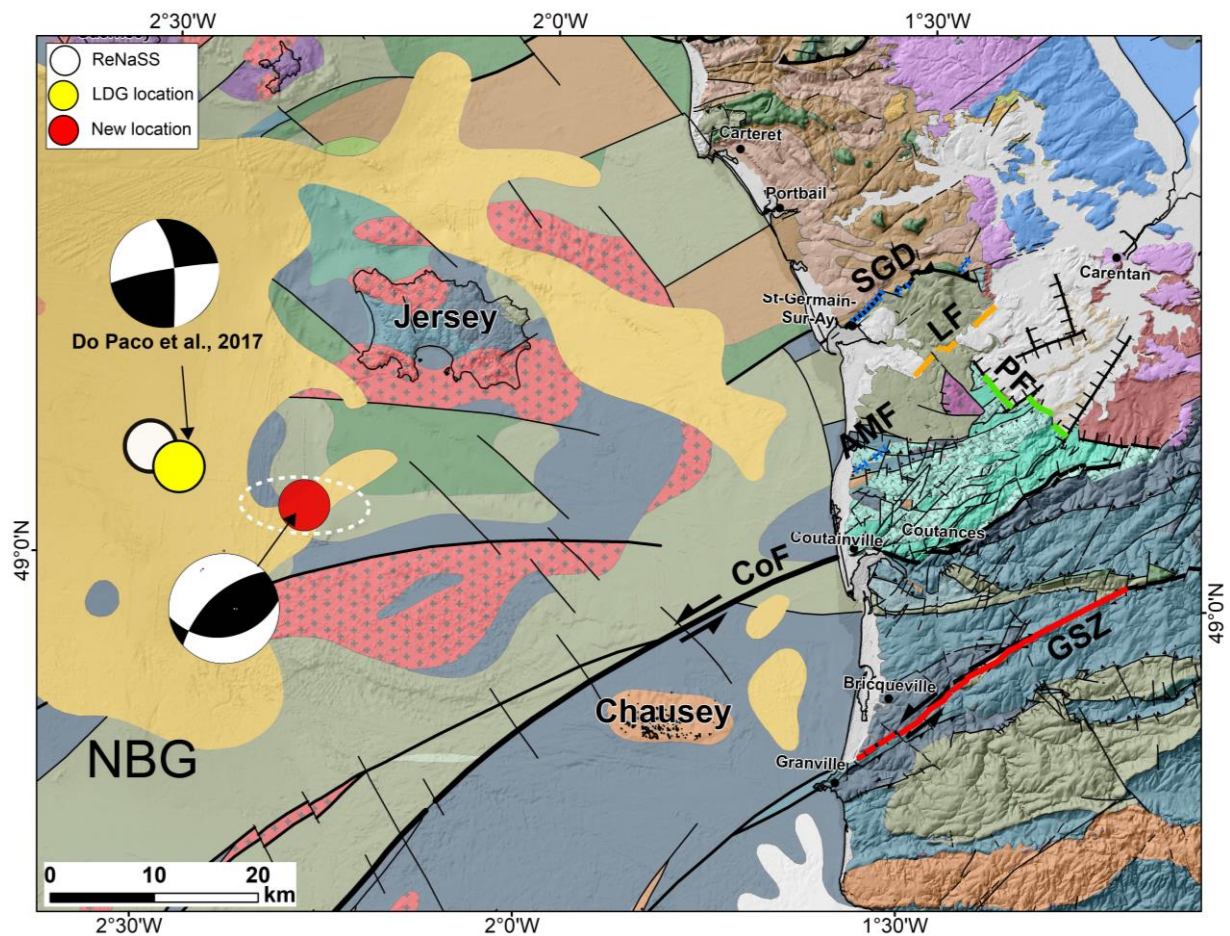


Figure 4. 35 : Mécanismes au foyer du séisme du 11 juillet 2014. Localisation RéNaSS de l'épicentre du séisme (en blanc) et la nouvelle localisation en utilisant le modèle NBCI (cercle en rouge). Le cercle en trait discontinu représente l'ellipsoïde d'incertitude de la nouvelle localisation. Sur la carte, sont représentées la solution du mécanisme au foyer calculé dans les travaux antérieurs (Do Paco et al., 2017) et le nouveau mécanisme calculé avec la méthode de polarité des ondes P. SGD : faille de Saint-Germain-sur-Ay-mont ; LF : faille de Lessay ; PF : faille de Périers ; AMF : faille d'Anneville-sur-Mer ; CoF : faille de Coutances ; GSZ : zone de cisaillement de Granville.

Les plans nodaux de direction approximativement $N70^\circ$ sont proches de l'orientation des cisaillements cadomiens (CoF et GSZ) orientés NE-SW et du chevauchement de Saint-Germain-sur-Ay (SGD) ; ces structures ayant été variablement réactivées durant l'orogénèse varisque (Doré and Poncet, 1978 ; Doré, 1988 ; Le Gall et al., 2021). Ces segments de faille sont répertoriés comme potentiellement actifs dans la BDFA (Jomard et al., 2017). La SGD pourrait localiser certains séismes localisés de la zone d'étude (Doré and Poncet, 1978 ; Lefort et al., 2020). D'autres accidents cartographiés de direction semblable et délimitant le Nord du plateau des Minquiers pourraient également constituer la source de ce séisme.

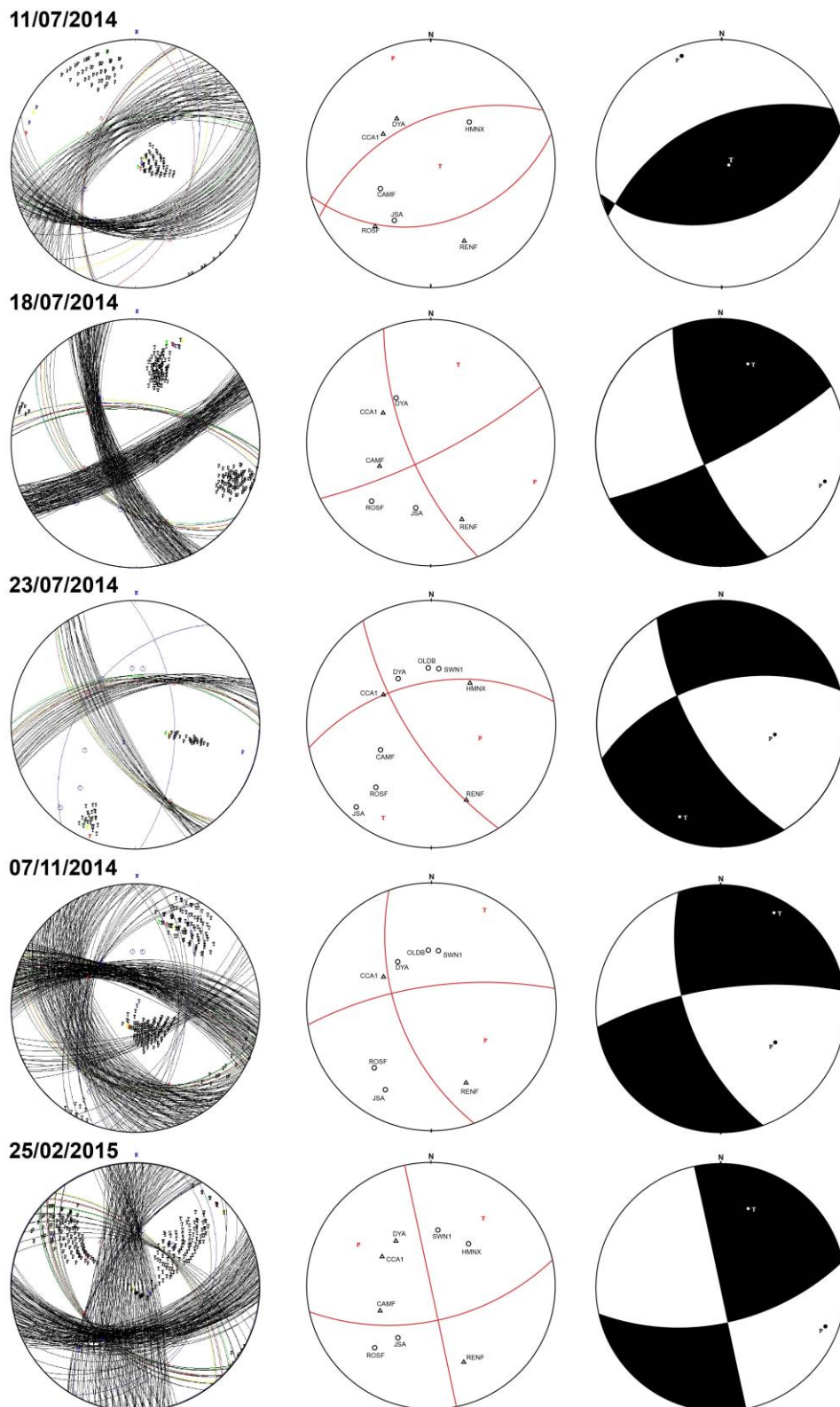


Figure 4. 36 : Les solutions du calcul des mécanismes au foyer pour les séismes de Jersey, Coutances et La Hague. À gauche, les solutions déterminées par FOCMEC avec représentation des plan nodaux et des axes P et T respectifs ainsi que la représentation des polarités de chaque station : un triangle indique une polarité en dilatation et un rond, une polarité en compression. Au centre, même chose pour la solution obtenue à partir de FPFIT. À droite, représentation du mécanisme au foyer déterminé par FPFIT retenu dans le cadre de cette étude.

Le séisme du 11 juillet 2014 est suivi de répliques de plus faibles magnitudes survenues le même jour ou quelques jours après et localisées dans la même zone. Parmi celles-ci, nous avons pu déterminer les mécanismes au foyer des événements du 18 juillet 2014, du 23 juillet 2014 qui présentent les plus fortes magnitudes. Puis nous avons également analysé deux événements qui ont eu lieu dans le même secteur mais plusieurs mois après le choc principal : les séismes du 07 novembre 2014 et du 25 février 2015.

6.1.1 Le séisme du 18 juillet 2014

Ce séisme de magnitude de M_w 2.3 ($M_{L-RéNaSS} = 2.6$) enregistré à 14:56 UTC au sud-ouest de Jersey (localisation RéNaSS) (Figure 4. 33) est survenu sept jours après le choc principal à une profondeur estimée de 7 km.

Le mécanisme au foyer retenu et calculé selon la méthode exposée au 5.4 (à partir de 6 stations JSA, ROSF, CAA1, DYA, CAMF, RENF) est clairement décrochant : avec un premier plan nodal d'azimut 63° , de pendage 78° , de rake 158° et son deuxième conjugué (Tableau 4. 9). Ce mécanisme est mal contraint avec seulement 6 stations (Figure 4. 35). Notre localisation obtenue avec le modèle de vitesse NBCI est située au sud-est du séisme de Saint-Hélier du 11 juillet 2014 à une profondeur estimée de $12.7 \text{ km} \pm 4.3 \text{ km}$ (Figure 4. 33). Si le mécanisme au foyer (décrochement) de cette réplique est très différent de celui du choc principal, un des plans nodaux ($N70^\circ E$) a une direction proche de celles des plans du choc principal impliquant un mécanisme décrochant dextre, tandis que l'autre ($N150^\circ E$) implique un mécanisme décrochant senestre. Dans cette partie du Massif Armoricain, les directions $N70^\circ E$ sont héritées de l'orogénèse cadomienne et réactivées à l'hercynien (comme indiqué pour le choc principal) tandis que les directions $N150^\circ E$ sont des accidents fragiles tardi-variques.

6.1.2 Séisme du 23 juillet 2014

La réplique de magnitude $M_w = 3.8$ qui a eu lieu le 23 juillet 2014 à 16:26 UTC est la plus importante. Le mécanisme au foyer retenu et calculé selon la méthode exposée au 5.4 (à partir de 9 stations JSA, ROSF, OLDB, CAA1, DYA, SWN1, RENF, HMNX, OLDB) (Figure 4. 35) est décrochant senestre sur le plan d'azimut 149° , pendage 66° , rake -42° et dextre sur le plan conjugué (Tableau 4. 9). La localisation obtenue avec le modèle de vitesse NBCI est située au sud-est du choc principal à une profondeur estimée de $6.2 \text{ km} \pm 5.9 \text{ km}$. Ce séisme présente un mécanisme au foyer globalement semblable à la réplique précédente et pourrait être liée au système de failles décrochante décrit ci-dessus.

6.1.3 Séisme 7 Novembre 2014

Quatre mois plus tard, le 7 Novembre 2014 à 14:44 UTC, un troisième séisme de magnitude $M_w = 2.5$ se produit à proximité des répliques précédentes. Notre nouvelle localisation le situe à moins de 1 km du choc principal (Figure 4. 33). La profondeur calculée de $7.8 \text{ km} \pm 2.4 \text{ km}$, est cohérente avec les autres répliques. Le mécanisme au foyer obtenu (à partir de 7 stations JSA, OLDB, CAA1, DYA, SWN1, RENF, ROSF) est décrochant avec des plans nodaux comparables aux deux répliques précédentes et correspondant aux grandes structures tectoniques NW-SE à ENE-WSW connues au voisinage de l'épicentre.

6.1.4 Séisme 25 février 2015

Sept mois plus tard, le 25 février 2015 à 22:55 UTC, un quatrième séisme de magnitude de $M_w = 3.1$ ($M_{L-RéNaSS} = 3.6$) se produit à proximité de ce même essaim (Figure 4. 33). Malgré le temps qui sépare le choc principal de cet événement, nous le rattachons à cette série, en effet ses paramètres à la source et la profondeur calculée pour notre localisation $12.3 \pm 3.4 \text{ km}$ sont comparables (Tableau 4. 9 et Figure 4. 36). Le mécanisme obtenu à partir de 8 stations est décrochant et très similaire à la première réplique du 18 juillet 2014.

6.1.5 Synthèse de la crise de Jersey

Les solutions des mécanismes au foyer déduites pour les séismes de Jersey montrent un choc principal en faille inverse (Figure 4. 33) lié à un plan nodal de direction $N70^\circ E$, alors que l'ensemble des répliques suggèrent un système décrochant le long de deux directions, $\sim N070^\circ E$ et $\sim N150^\circ E$. Au-delà du paradoxe apparent de ces résultats, cette situation a déjà été observée sur d'autres exemples, comme dans le cas des séismes de Boumerdès (Algérie) (Kherroubi et al., 2017) ou de Bam en Iran (Tatar et al., 2005). Cette différence peut s'expliquer par le fait que la rupture principale a eu lieu sur le plan d'une faille majeure de direction NE-SW, tandis que les répliques se produisent sur des failles secondaires. Cela est probablement lié à la perturbation locale du champ de contrainte suite au choc principal, qui a conduit à la réactivation de ces structures annexes.

Le choc principal survenu le 11/07/2014 pourrait être lié à la réactivation d'anciennes structures cadomiennes, telles que la CoF (Faille de Coutances) ou la SGD (Discontinuité de Saint-Germain-sur-Ay). Elles sont favorablement orientées pour une réactivation inverse dans le champ de contrainte actuel NW-SE (Delouis et al., 1993 ; Amorèse et al., 2000 ; Lagarde et al., 2003 ; Beucler et al., 2021).

En ce qui concerne les répliques décrochantes différentes du choc principal, elles pourraient être liées à la réactivation d'autres systèmes de failles orientées NW-SE (réseau secondaire fragile tardi-varisque) qui recoupent les structures existantes. Cette situation est comparable à celle décrites pour les autres séismes dans la région par les travaux d' Amorèse et al., (2000), Lagarde et al., (2000) et Do Paco et al. (2017).

6.2 Séisme de Coutances du 16 septembre 2020

Ce séisme récent de magnitude importante $M_w=3.1$, présentant une bonne couverture azimutale et situé à proximité du séisme historique du 01 avril 1853 (intensité VI-VII (SisFrance) et M_w 5.5 (FCAT-17)) est très intéressant. Notre nouvelle localisation (Figure 4. 33) est située à 3 km au NNE de la localisation du RéNaSS à une profondeur de $11.1 \text{ km} \pm 3.6 \text{ km}$ à proximité de la faille de Coutances (CoF) (Figure 4. 37).

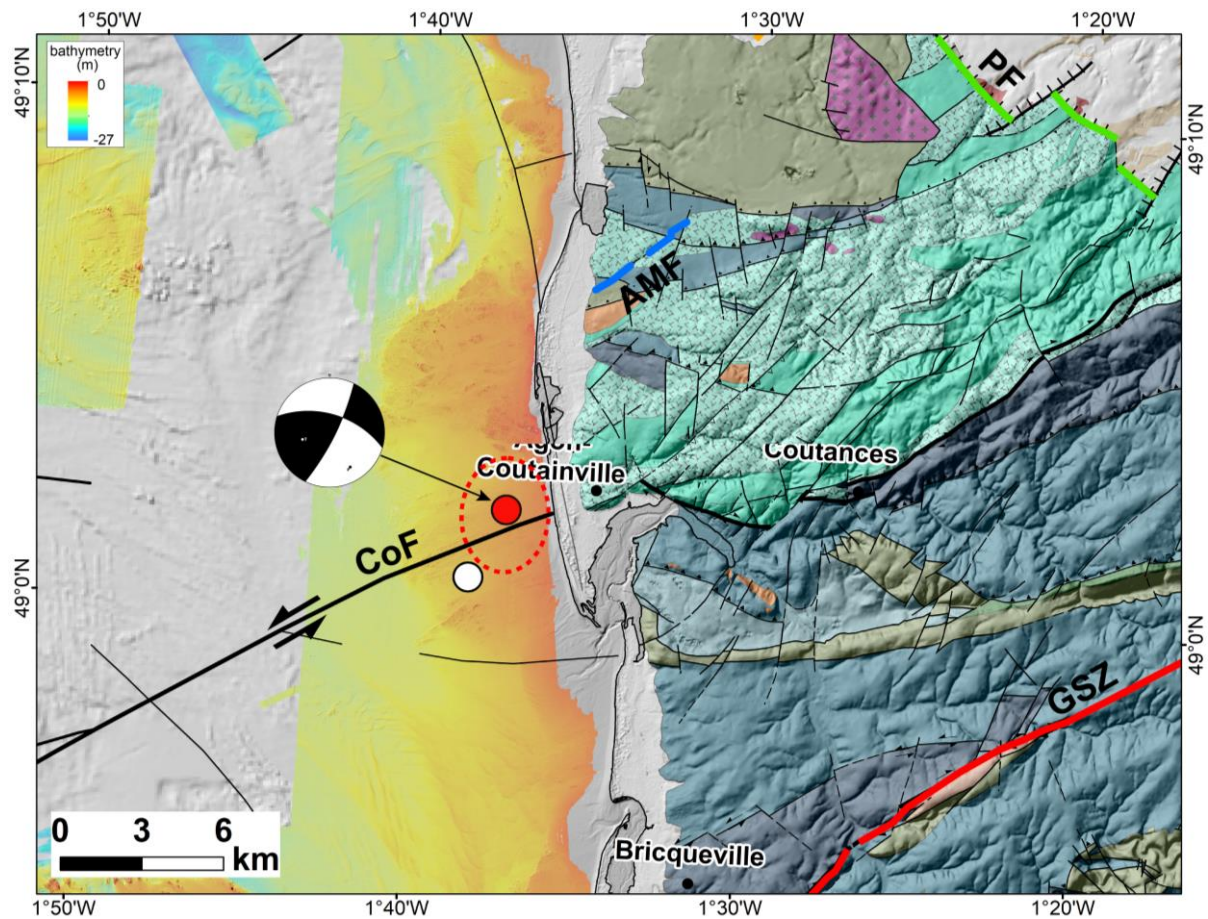


Figure 4. 37 : Localisation et solution du mécanisme au foyer du séisme de Coutances du 16 septembre 2020. Localisation RéNaSS de l'épicentre du séisme (en blanc) et la nouvelle localisation en utilisant le modèle NBCI (cercle en rouge). Le cercle en trait discontinu représente l'ellipsoïde d'incertitude de la nouvelle localisation. PF : faille de Périers ; AMF : faille d'Anneville-sur-Mer ; CoF : faille de Coutances ; GSZ : zone de cisaillement de Granville.

Malgré un calcul du mécanisme au foyer basé sur 13 stations (BESN, SROF, JSA, LOUF, PLEF, ROSF, SOMF, LOCF, CAA1, DYA, CAMF, BRDL), celui-ci n'est pas très bien contraint (Figure 4. 38). Toutefois, FPFIT propose une solution décrochante avec deux plans nodaux de direction WNW-ESE et NE-SW. Etant donné la direction de la faille de Coutances (CoF) au N 70°E, on pourrait proposer la réactivation d'un linéament associé de direction WNW-ESE en décrochement dextre ou le linéament NE-SW en décrochement senestre.

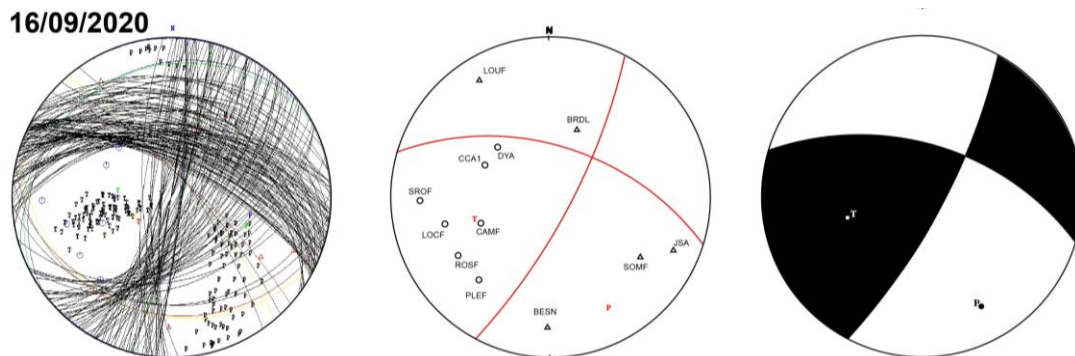


Figure 4. 38 : Les solutions du calcul des mécanismes au foyer pour les séismes de Coutances obtenues par la projection de Schmidt, dans l'hémisphère inférieur. À gauche, l'ensemble des solutions obtenues à partir de FOCMEC, ainsi que la répartition des axes P et T correspondants. Au centre, les solutions obtenues à partir de FPFIT (en rouge), accompagnées de la répartition des polarités des ondes P des différentes stations (cercles pour une polarité en compression, triangles pour une polarité en dilatation). À droite, la solution retenue.

6.3 Évolution spatio-temporelle de l'activité sismique dans le secteur de Jersey

La crise sismique de Jersey décrite ci-dessus se caractérise par une série de tremblements de terre très localisés dans le SSW de l'île anglo-normande de Jersey (Figure 4. 27). Elle semble s'inscrire dans une activité relativement persistante qui affecte le GNB et particulièrement la zone de Jersey selon des directions SW-NE depuis le large vers la côte dans la région de Coutances. Une activité historique marquée est reportée entre les années 1923 et 1933 entre le sud-est de Jersey et Coutances avec des intensités allant de III à VII sur l'échelle MSK-64. Durant cette période, se produisent deux séismes historiques avec les intensités les plus importantes reportées dans la région : l'événement du 30/07/1926 (intensité I_0 de VII sur l'échelle MSK-64) et, événement du 17/02/1927 (intensité I_0 de VI sur l'échelle MSK-64).

Après le déploiement des premiers sismomètres dans la région, on enregistre une sismicité instrumentale importante principalement entre 2014 et 2023 incluant la crise de Jersey. Elle se manifeste par le développement de l'essaim de séismes très localisé au large de Jersey, à environ 28 km au sud-ouest de la ville de Jersey et à 61 km à l'ouest de Coutances, et donc plus à l'est que les localisations des séismes historiques (Figure 4. 27). Si les localisations du RéNaSS place cet essaim à une trentaine de kilomètres à l'ouest de l'activité historique, nos localisations (Figure 4. 33) le ramène une dizaine de kilomètres plus à l'est. Hormis les répliques étudiées en détail dans

le paragraphe 6.1 en raison de leur magnitude, c'est au total une dizaine de répliques qui sont survenues dans le mois suivant le choc principal du 11/07/2014 (Figure 4. 39). Puis c'est encore 13 autres séismes qui sont enregistrée dans l'année qui suit dont les deux séismes présentés : l'événement du 07/11/2014 avec une magnitude M_w de 2.5 (§6.1.3) et l'événement du 25/02/2015 avec une magnitude M_w de 3.1 (§6.1.4). Les derniers séismes enregistrés dans cette zone sont ceux du 22/09/2017 avec une magnitude M_w de 2.3 et du 14/02/2021 avec une magnitude M_w de 2.

Ces observations semblent confirmer la relative importance de l'activité dans ce secteur de notre zone d'étude. Le séisme de Coutances constitue un événement oriental de ce dispositif (Figure 4. 33).

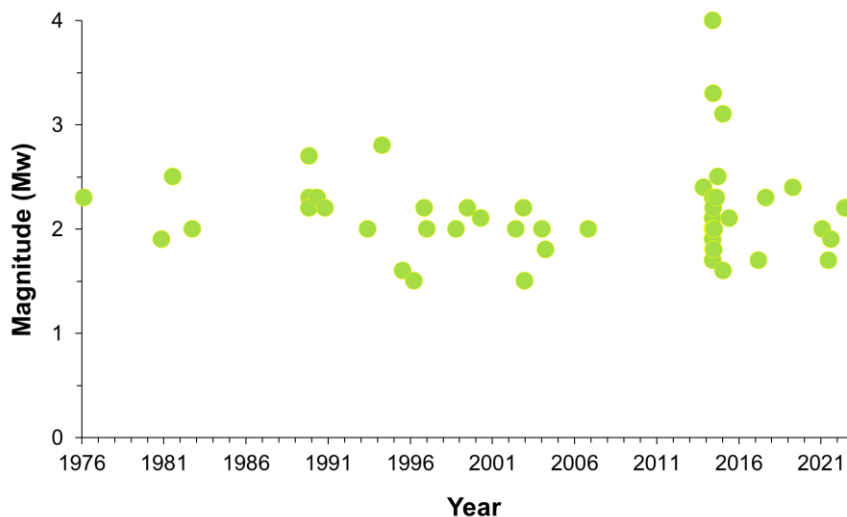


Figure 4. 39 : Graphe des magnitudes M_w des séismes répertoriés au large de Jersey

6.4 Séisme de La Hague 01 février 2020

Le séisme de magnitude 2 du 01 février 2020, un a été localisé par le RéNaSS en mer au nord-ouest de la pointe de la Hague. Notre localisation obtenue avec le modèle de vitesse NBCI positionne le séisme plus au nord ($49.809^\circ \pm 1.9$ km et $-1.9783^\circ \pm 2.4$ km) avec une profondeur de 0 km ± 11.1 km et une magnitude M_{coda} 2.4 (Tableau 4. 9). Cette localisation est peu contrainte comme discutée dans la section 5.3.1. La localisation NBCI de ce séisme le situe à proximité de la faille Aurigny-Ouessant (AUFZ) dans sa branche que nous appelons LHDF1 (Chapitre 3), alors que celle du RéNaSS le positionne à proximité de la faille offshore de la Hague (LHOF) (Figure 4. 40).

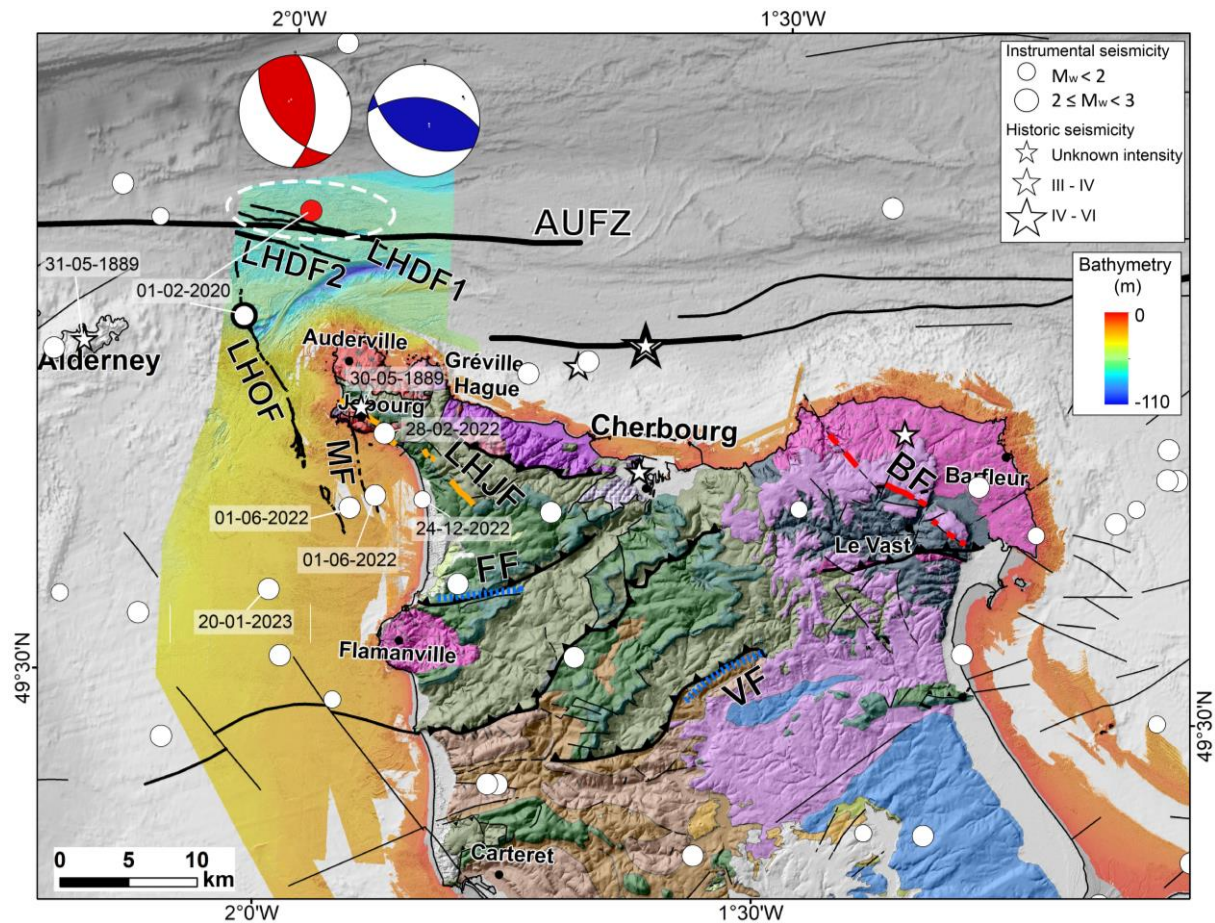


Figure 4. 40 : Nouvelle localisation du séisme de La Hague du 01 février 2020 en rouge sur LHDF1 et en cercle blanc à contour noir la localisation RéNaSS sur LHOF. Le mécanisme au foyer obtenu par la méthode polarités de premières arrivées et en utilisant le modèle NBCI, en bleu la solution obtenue avec FOCMEC et en rouge celle de FPFIT. AUFZ : Aurigny Ushant Fault Zone ; LHDF1 et LHDF2 : La Hague Deep Fault ; LHOF : La Hague Offshore Fault ; MF : Moncaneval Fault ; LHJF : La Hague Jobourg Fault ; BF : Barfleur Fault ; FF : Flamanville Fault ; VF : Valognes Fault.

Malgré le peu de polarités disponibles (JSA, LOUF, PLEF, ROSF, LOCF, OLDB), le mécanisme apparaît relativement contraint. En effet, les solutions obtenues avec FOCMEC (Figure 4. 41) ne montre qu'une seule famille de mécanisme au foyer en inverse avec des plans nodaux dont la bissectrice est WNW-ESE. La solution FPFIT propose elle aussi un mécanisme inverse mais avec des plans nodaux dont la bissectrice est NNW-SSE. La première direction étant plutôt compatible avec la direction N110°E de l'AUFZ (voir LHDF1 (Chapitre 3)) et la seconde correspondant davantage à la direction N160°E de la LHOF.

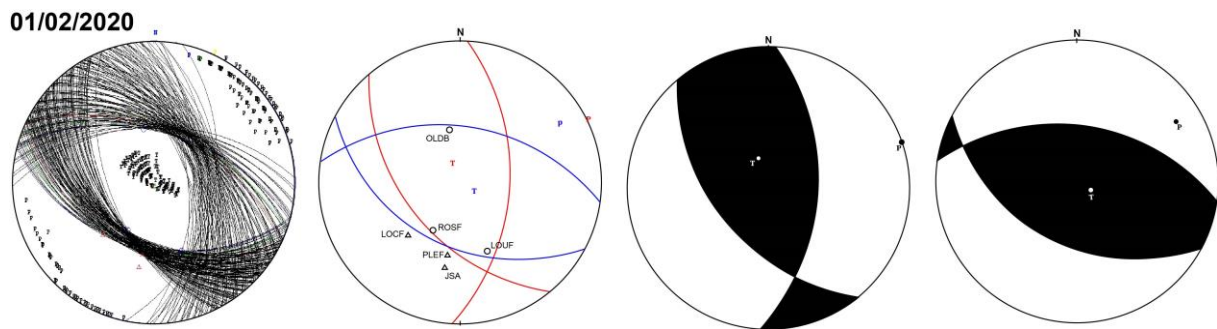


Figure 4. 41 : Les solutions du calcul des mécanismes au foyer pour le séisme de La Hague (projection de Schmidt, hémisphère inférieur). À gauche, l'ensemble des solutions obtenues par FOCMEC, ainsi que la répartition des axes P et T correspondants. Au centre, les solutions obtenues à partir de FPFIT (en rouge) et la solution la plus adéquate de FOCMEC (en bleu), accompagnées de la répartition des polarités des ondes P des différentes stations (cercles pour une polarité en compression, triangles pour une polarité en dilatation). À droite, la solution retenue.

7. Les failles potentiellement actives du NW Cotentin

Outre le séisme instrumental de La Hague, le nord du Cotentin a aussi été affecté par des séismes historiques dont un séisme situé en mer à 10 km au Nord de Cherbourg. Ce dernier d'une intensité épicentrale atteignant VI (MSK-64) correspondrait à une $M_w = 5.5$ selon le catalogue FCAT-17 (Manchuel et al., 2018) avec une incertitude de 20 km sur sa localisation. Ces événements pourraient être associés à un ou des segments de failles potentiellement actives et globalement orientés W-E et situés au Nord et au NW de Cherbourg voire de la Hague (Grellet et al, 1993) (Figure 4. 40).

Dans la base de données des failles actives (B DFA) (Jomard et al 2017), deux segments de failles à activité récente sur le secteur onshore du NW Cotentin : la faille de Jobourg-La Hague (LHJF) et la faille de Flamanville (FF) sont identifiées (Figure 4. 40). La faille de Flamanville de direction $N70^{\circ}-80^{\circ}E$ à jeu indéterminé réactiverait le chevauchement sud lié au synclinal de Siouville. La LHJF (d'origine varisque) d'orientation NW-SE semble longer partiellement le trait de côte au sud de la pointe de la Hague. Sa trace topographique s'étend sur une longueur de 10 km (Font et al., 2002). Elle présente un escarpement limitant un bloc nord-est surélevé qui montre des produits d'érosion glaciaires (dépôts de heads). Ses caractéristiques morphométriques (incision prononcée, ruptures de pente des cours d'eau et bassins versants (knickpoints) témoignent d'un rajeunissement du relief et de mouvements verticaux différenciés, conduisant à suspecter un fonctionnement Plio-Quaternaire par divers auteurs (Elhai, 1963 ; Amorese et al., 1999 ; Lagarde et al., 2000 ; Font et al., 2002). La B DFA propose une activité syn-post Pliocène (Jomard et al, 2017). La position du séisme historique du 30/05/1889 enregistré à 21:01 UTC, semble coïncider avec son tracé à terre mais peu d'informations sont disponibles sur cet événement permettant de douter de sa fiabilité. Étant donné sa date, il est plus probable qu'il s'agisse d'une réplique du séisme de Cherbourg reporté une demi-heure plutôt (Figure 4. 40). En revanche, le séisme

instrumental du 28/02/2022 de magnitude M_w 2.1 (M_L 2.2), qui a été lui aussi localisé le long de son tracé terrestre près de Jobourg à une profondeur de 8 km, semble confirmer une activité récente à proximité du segment (LHJF), d'autant que la localisation semble fiable en raison de la densification actuelle du réseau RéNaSS (ajout de la station BESN en Cotentin en 2019).

Quatre autres faibles séismes ont été détectés récemment plus au sud dans la baie de Vauville (les deux événements du 01/06/2022, l'évènement du 24/12/2022 et enfin celui du 20/01/2023). Les deux séismes du 01/06/2022 avec des magnitudes de M_w 2.2 et M_w 2.1 et des profondeurs de 10 km et 11 km, semblent localisés à proximité des branches sud des failles LHOF et MF, décrites au chapitre 3. Ces éléments vont dans le sens d'une activité récente sur ces failles d'orientation $N150^\circ$ - 160° E. Les événements du 24/12/2022 ($M_w = 1.3$ et profondeur 10 km) et du 20/01/2023 ($M_w = 2$ et profondeur 9 km) (Figure 4. 40) sont localisés à la base de la croûte supérieure, à des profondeurs équivalentes à celles reportées pour l'essai de Jersey.

Enfin, la nouvelle analyse bathymétrique de détail de la zone offshore du NW Cotentin, couplée aux relevés sismiques à haute-résolution de la campagne EMECHAT (chapitre 3) montre l'existence de plusieurs grandes structures faillées d'extension plurikilométriques orientées $N160^\circ$ E et $N110^\circ$ E. Le système de failles en relais globalement E-W bordant le nord de la pointe du Cotentin, nommée zone de Fracture Alderney-Ushant (ou Aurigny-Ouessant) (AUFZ) et connectant vers l'ouest à MFCZ (Figure 4.41), correspond localement (cf. Chapitre 3) à deux failles parallèles $N 110^\circ$ E, nommées LHDF1 et LHDF2 (La Hague Deep Fault 1 and 2) (Figure 4. 40). Le fonctionnement LHDF1 en particulier est polyphasé puisqu'il varie d'un comportement en faille normale (Ante-Eocène) à un comportement en décrochement dextre dans un contexte transpressif (Eocène et post), en fonction des états de contrainte post-varisque enregistrés sur ce secteur mais il s'agit bien d'une structure majeure du sud de la Manche (cf. Chapitre 3) (Figure 4. 40). Quant à la faille offshore $N160^\circ$ E située en mer à l'ouest du cap de la Hague, nommée LHOF (La Hague Offshore Fault), elle apparaît comme n'étant pas connectée à la LHJF terrestre. Elle présente potentiellement un comportement successivement en faille normale et en décrochement (Kaci et al, ch.3) et constitue, elle aussi, une excellente candidate pour une activité récente.

Pour revenir au séisme offshore (de la Hague) du 01/02/2020 (§6.3), celui-ci est donc localisé dans une zone où un ou plusieurs segments de failles peuvent être suspectés d'activité. Pour l'heure, l'incertitude sur sa localisation épiscopale conduit à le rattacher soit au système de faille AUFZ, le long des failles LDF1 ou LDF2, soit à la LHOF comme indiqué précédemment. Les deux solutions des mécanismes au foyer sont compatibles avec l'état de contrainte actuel (NW-SE à NNW-SSE) (Delouis et al., 1993 ; Amorèse et al., 2000 ; Lagarde et al., 2003 ; Beucler et al., 2021).

8. La sismicité versus l'héritage structural

Le Cotentin et le Golfe normand-breton sont donc influencés par un héritage structural qui guide la déformation actuelle de la croûte, en réponse au champ de contrainte. Cette région est caractérisée par un important système de failles orientées NE-SW, correspondant aux principales zones de cisaillement ductiles cadomiennes. Il s'agit de la zone de cisaillement de Granville (GSZ), de la faille de Coutances (CoF) et de la discontinuité de Saint-Germain-sur-Ay (SGD) (Bitri et al., 2001 ; Chantraine et al., 2001) (Figure 4. 42).

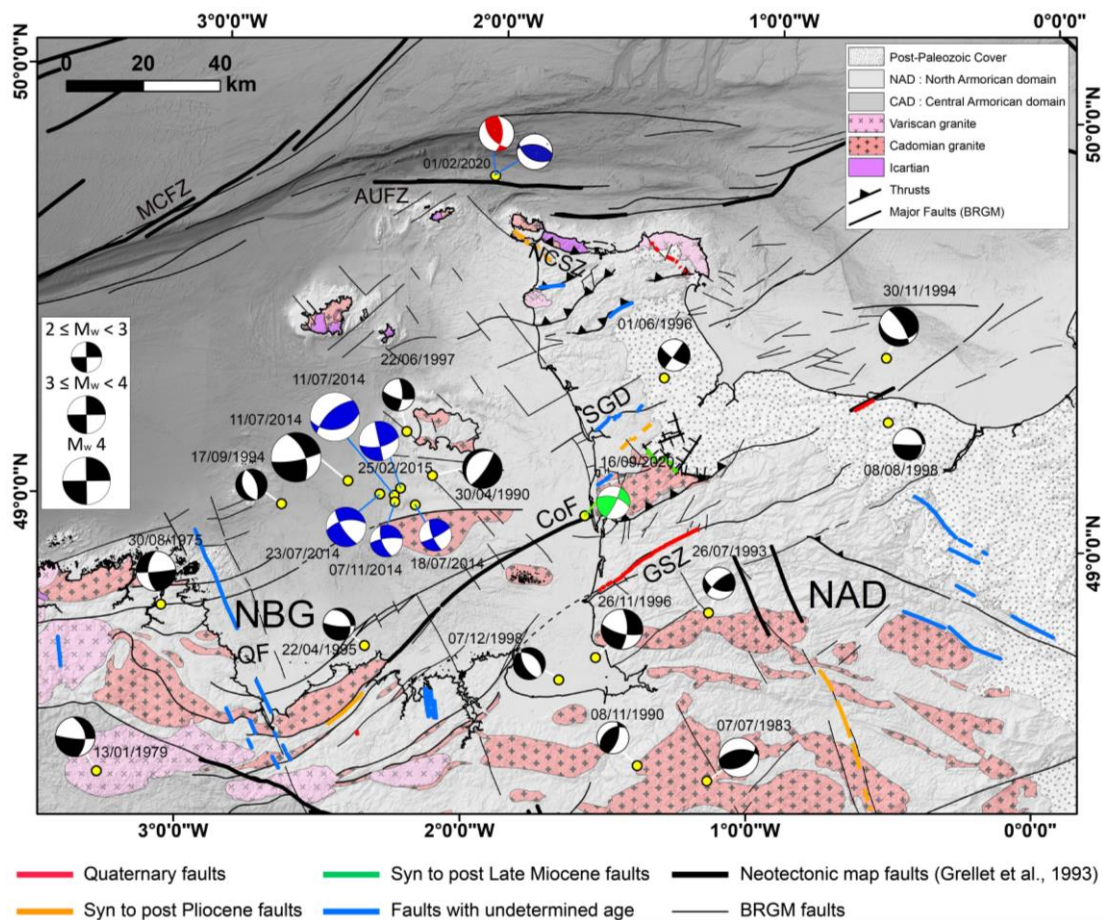


Figure 4. 42 : Compilation des solutions des plans de faille et des épicentres des séismes les plus importants. Les mécanismes au foyer noirs sont des solutions données par les auteurs (Nicolas et al., 1990 ; Delouis et al., 1993 ; Amorèse et al., 2000). Les nouvelles solutions du plan de faille pour les séismes de Jersey sont représentées par un quadrant bleu. La boule de plage verte correspond à l'événement de Coutances (sud de la péninsule du Cotentin). Les lignes épaisses représentent les principales failles régionales de la carte géologique de la France (échelle 1/1000 000).

Ces zones de cisaillement ont été réactivées pendant l'orogénèse varisque et semblent être actives jusqu'au Quaternaire (Pareyn, 1980 ; Baize, 1998). Elles sont d'ailleurs répertoriées dans la base de données BDFA (Base de Données française des Failles potentiellement Actives) comme des failles potentiellement actives (Jomard et al., 2017). Le Cotentin et le Golfe normand-breton sont aussi marqués par les directions NW-SE à NNW-SSE résultant principalement des épisodes

fragiles tardi-varisque qui sont réactivées en failles normales ou décrochements recoupant les zones de cisaillement cadomiennes (Figure 4. 42).

La sismicité observée est généralement peu profonde (< 15 km). Elle apparaît donc clairement localisée à proximité des grands systèmes de failles et principalement les failles décrochantes. Les mécanismes au foyer, provenant d'articles de référence (Nicolas *et al.*, 1990 ; Amorèse *et al.*, 2000 ; Mazabraud *et al.*, 2013), ont été corrigés et homogénéisés dans l'étude de Do-Paco *et al.* (2017) et dans la base de données unifiée FMHex20 (Mazzotti, 2020). Ces nouveaux mécanismes au foyer calculés pour les événements majeurs montrent des mouvements principalement cisillants, avec des axes P et T orientés respectivement NW-SE et NE-SW. Les plans nodaux associés à ces solutions sont cohérents, à l'échelle régionale, avec les orientations des failles et des zones de cisaillement décrites précédemment. De plus, la plupart de ces mécanismes sont compatibles avec un champ de contrainte compressif uniforme de direction NW-SE à NNW-SSE (Delouis *et al.*, 1993 ; Amorèse *et al.*, 2000 ; Lagarde *et al.*, 2003 ; Beucler *et al.*, 2021) (Figure 4. 42).

En particulier, pour le séisme majeur de Jersey du 11/07/2014 (cf. 6.1.5), le choc principal paraît être clairement associé aux failles cadomiennes (CoF ou SGD) orientées NE-SW. Les répliques seraient quant à elles liées au système de failles tardi-varisque NW-SE à NNW-SSE, qui sont réactivées en décrochements. À ce stade, il est difficile d'associer ces répliques à des failles particulières en raison du manque de données bathymétriques et sismique haute résolution au large de Jersey. Le séisme de Coutances semble clairement lié aux directions cadomiennes et à la Faille de Coutances (CoF) en particulier. Enfin pour le séisme de la Hague, deux positions sont proposées et deux mécanismes sont calculées pour notre position obtenue à partir du modèle NBCI (voir §6.3 et §7) . Nous avons tendance à privilégier la nouvelle position compatible avec le tracé offshore de l'AUFZ (plus précisément LHDF1) (Figures 4.39, 4.41) et la solution d'une réactivation en mécanisme inverse (Figures 4.39 et 4.40) plus favorable par rapport au champ de contrainte actuel.

9. Conclusion

La sismicité du Cotentin et du Golfe Normand-Breton est modérée et diffuse, mais néanmoins des séismes importants sont reportés sous forme d'essaims (clusters) au large de Jersey, dans le sud de l'île anglo-normande. Cette crise sismique à Jersey semble durer plusieurs années, avec les premiers témoignages remontant à l'année 1923. On rapporte des séismes historiques importants atteignant une intensité épiscopentrale de VI à VII pour les séismes de 1926 et 1927, ainsi qu'un séisme instrumental de magnitude M_w 4 (M_L 4.9) en 2014, l'un des plus forts jamais enregistrés

dans la région depuis la mise en place de stations sismologiques dans la zone. Cette série de séismes est suivie de répliques et d'autres séismes qui persistent jusqu'en 2022.

Pour un même événement, les résultats des réseaux sismologiques (RéNaSS et LDG) peuvent différer à la fois dans la localisation et dans l'estimation de la magnitude. Les services sismologiques proposent des bulletins les plus complets possible et utilisent des données provenant de différents réseaux sismologiques, dont la sensibilité de détection des événements n'est pas équivalente. La localisation des séismes dépend fortement du nombre et de la répartition des stations sismologiques. Depuis 2020, on peut considérer que RéNaSS parvient à donner des localisations assez précises et qu'il est possible de les prendre comme référence.

Les localisations obtenues avec le modèle de vitesse NBCI semblent convenir pour l'étude des séismes de la région GNB (Jersey et Coutances). Cependant, il est moins adapté pour la région nord du Cotentin (le séisme de la Hague). Cette dernière, contrairement au sud de Jersey, est formée d'un substratum recouvert par une couverture sédimentaire méso-cénozoïque qui n'aura pas le même comportement que le socle cristallophyllien et plutonique qui compose essentiellement la partie sud du GNB.

Les localisations effectuées dans cette étude au large de Jersey montrent une transposition vers le sud-est des épicentres par rapport aux localisations du RéNaSS. L'ajout des stations anglaises du réseau BGS, situées de l'autre côté de la Manche et sur l'île de Jersey, a tendance à "tirer" les localisations dans cette direction, mais contraint mieux nos séismes vers le nord et l'est. Cette analyse diminue les incertitudes associées aux localisations des événements et apporte une précision supplémentaire en latitude. Cependant, le manque de stations à l'ouest de notre zone sur la Manche et les magnitudes assez faibles sont responsables d'incertitudes perpendiculaire aux côtes, qu'il faut prendre en considération pour nos interprétations des mécanismes au foyer. L'ajout d'un ou plusieurs OBS (Ocean Bottom Seismometer) pourrait améliorer la précision des séismes locaux.

La nouvelle analyse des solutions des mécanismes au foyer met en évidence une crise sismique importante à Jersey, avec un séisme principal qui réactive en inverse les zones de cisaillement cadomiennes N060°-N070° (CoF ou SGD) situées à proximité. Cela est suivi par une réactivation d'autres failles annexes correspondant aux failles varisques réactivées N150°E-N170°E. Le mécanisme au foyer de Coutances confirme la remobilisation de la CoF avec, en plus, une composante décrochante. En ce qui concerne celui de La Hague, on suppose une réactivation en inverse d'autres structures de direction N100-N110°E.

Les mécanismes au foyer sont cohérents avec l'état de contraintes actuel connu pour la région, avec un axe de compression maximale σ_1 orienté NW-SE à NNW-SSE (Paquin et al., 1978 ; Nicolas et al., 1990 ; Amorèse et al., 2000 ; Lagarde et al., 2000 ; Mazabraud et al., 2005 ; Arroucau, 2006).

Ceci est en accord avec une transmission des contraintes liée à la poussée alpine NW-SE (Bevan and Hancock, 1986), combinée à la poussée NW-SE résultant de l'ouverture de l'Atlantique Nord et peut également être associé au rebond isostatique post-glaciation (Lagarde et al., 2003).

La sismicité est relativement peu profonde, n'excédant pas 15 km de profondeur, ce qui semble cohérent avec l'importance des accidents varisques et cadomiens situés à proximité. L'activité sismique sous forme d'essaims au large de Jersey devient de plus en plus fréquente. Cela mériterait une analyse plus approfondie sur d'autres séismes et l'obtention de plus de données et d'informations dans cette zone. Il est également nécessaire de compléter la couverture en données bathymétriques dans cette zone pour une meilleure cartographie des failles affectant la région, peut-être dans le cadre de l'analyse d'une future campagne EMECHAT2.

10. Références

- Amorèse, D., Benjumea, J., Cara, M., 2020. Source parameters of the 1926 and 1927 Jersey earthquakes from historical, instrumental, and macroseismic data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 300, 106420. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2019.106420>
- Amorese, D., Lagarde, J.-L., Laville, E., 1999. A point pattern analysis of the distribution of earthquakes in Normandy (France). *Bulletin of the Seismological Society of America* 89, 742–749. <https://doi.org/10.1785/BSSA0890030742>
- Amorèse, D., Walker, A., Lagarde, J.-L., Santoire, J.-P., Volant, P., Font, M., Lecornu, M., 2000. New seismotectonic data from an intraplate region: focal mechanisms in the Armorican Massif (northwestern France). *Geophysical Journal International* 143, 837–846. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540X.2000.01285.x>
- Arroucau, P., 2006. Sismicité du Massif Armoricaïn: relocalisations et interprétation tectonique (Thèse de doctorat). Université de Nantes, Nantes.
- Baize, S., 1998. Tectonique, eustatisme et climat dans un système géomorphologique côtier. Le nord-ouest de la France au plio-pléistocène : exemple du Cotentin (Normandie) (Thèse). Université de Caen.
- Benabdellouahed, M., Dugué, O., Tessier, B., Thinon, I., Guennoc, P., Bourdillon, C., 2014. New geological map of the Bay of Seine and land-sea geological synthesis: Contribution of new seismic and biostratigraphic data. *Géologie de la France* 21–45.
- Beucler, É., Bonnin, M., Hourcade, C., Van Vliet-Lanoë, B., Perrin, C., Provost, L., Mocquet, A., Battaglia, J., Geoffroy, L., Steer, P., Le Gall, B., Douchain, J.-M., Fligiel, D., Gernigon, P., Delouis, B., Perrot, J., Mazzotti, S., Mazet-Roux, G., Lambotte, S., Grunberg, M., Vergne, J., Clément, C., Calais, É., Deverchère, J., Longuevergne, L., Duperret, A., Roques, C., Kaci, T., Authemayou, C., 2021. Characteristics and possible origins of the seismicity in northwestern France. *Comptes Rendus. Géoscience* 353, 53–77. <https://doi.org/10.5802/crgeos.86>
- Bevan, T.G., Hancock, P.L., 1986. A late Cenozoic regional mesofracture system in southern England and northern France. *Journal of the Geological Society* 143, 355–362.
- Bitri, A., Brun, J.P., Truffert, C., Guennoc, P., 2001. Deep seismic imaging of the Cadomian thrust wedge of Northern Brittany. *Tectonophysics* 331, 65–80. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00236-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00236-5)
- Cara, M., Cansi, Y., Schlupp, A., Arroucau, P., Béthoux, N., Beucler, E., Bruno, S., Calvet, M., Chevrot, S., Deboissy, A., Delouis, B., Denieul, M., Deschamps, A., Doubre, C., Fréchet, J., Godey, S., Golle, O., Grunberg, M., Guilbert, J., Haugmard, M., Jenatton, L., Lambotte, S., Leobal, D., Maron, C., Mendel, V., Merrer, S., Macquet, M., Mignan, A., Mocquet, A., Nicolas, M., Perrot, J., Potin, B., Sanchez, O., Santoire, J.-P., Sèbe, O., Sylvander, M., Thouvenot, F., Van Der Woerd, J., Van Der Woerd, K., 2015. SI-Hex: a new catalogue of instrumental seismicity for metropolitan France. *Bulletin de la Société Géologique de France* 186, 3–19. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.186.1.3>

- Chantraine, J., Autran, A., Cavelier, C., 2003. Carte géologique de la France (version numérique) à l'échelle du millionième. BRGM, Orléans.
- Chantraine, J., Egal, E., Thiéblemont, D., Le Goff, E., Guerrot, C., Ballèvre, M., Guennoc, P., 2001. The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France): a segment of the North Atlantic Panafrican belt. *Tectonophysics* 331, 1–18. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00233-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00233-X)
- Crusem, R., Monfret, T., Lambotte, P.S., Grunberg, M., Engels, F., Hernandez, A., 2014. La lettre d'information RESIF n° 5 La lettre d'information RESIF n° 5 Bulletin de référence de la sismicité instrumentale de la France métropolitaine au BCSF-RéNaSS.
- Daniel, G., 2007. Réponse sismique de la croûte terrestre à un changement de contrainte : application aux doublets de séismes (Thèse de doctorat). Université Joseph-Fourier - Grenoble I.
- Delouis, B., Haessier, H., Cisternas, A., Rivera, L., 1993. Stress tensor determination in France and neighbouring regions. *Tectonophysics* 221, 25.
- Denieul, M., Sèbe, O., Cara, M., Cansi, Y., 2015. Mw Estimation from Crustal Coda Waves Recorded on Analog Seismograms. *Bulletin of the Seismological Society of America* 105, 831–849. <https://doi.org/10.1785/0120140226>
- Do Paco, D., Bollinger, L., Trilla, A., 2017. Elaboration d'une base de mécanismes au foyer pour la France métropolitaine Compilation des mécanismes existants et complément sur l'Ouest de la France (Document Secret). Commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives Centre DAM, Île de France.
- Doré, F., 1988. Notice explicative de la Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Granville (172).
- Doré, F., Poncet, J., 1978. Notice explicative de la Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille La Haye-du-Puits (116).
- Duverger, C., Mazet-Roux, G., Bollinger, L., Guilhem Trilla, A., Vallage, A., Hernandez, B., Cansi, Y., 2021. A decade of seismicity in metropolitan France (2010–2019): the CEA/LDG methodologies and observations. *BSGF - Earth Sci. Bull.* 192, 25. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2021014>
- Elhai, H., 1963. La Normandie occidentale entre la Seine et le golfe normand-breton. Étude morphologique. *L'Information Géographique* 27, 180–182.
- Font, M., Lagarde, J.-L., Amorese, D., Coutard, J.-P., Ozouf, J.-C., 2002. Une méthode de quantification de la dégradation d'un escarpement de faille au cours des cycles climatiques du Quaternaire : la faille de Jobourg (Nord Cotentin, France). *Comptes Rendus Geoscience* 334, 171–178. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(02\)01732-7](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01732-7)
- Galloway, D.D., 2023. The British Geological Survey Earthquake Bulletin for 2022.
- Geiger, H., 1910. The scattering of α -particles by matter. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character* 83, 492–504.
- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1944. Frequency of Earthquakes in California. *Nature* 156, 371–371.

- Haugmard, M., 2016. Détermination non-linéaire des paramètres hypocentaux et structuraux: application à la sismicité intracontinentale du Massif armoricain (Thèse de doctorat). Université Bretagne Loire.
- Havskov, J., Ottemoller, L., 1999. SeisAn Earthquake Analysis Software. *Seismological Research Letters* 70, 532–534. <https://doi.org/10.1785/gssrl.70.5.532>
- Jeffreys, H., 1927. On two British earthquakes. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* 1, 483–494.
- Jomard, H., Cushing, E.M., Palumbo, L., Baize, S., David, C., Chartier, T., 2017. Transposing an active fault database into a seismic hazard fault model for nuclear facilities – Part 1: Building a database of potentially active faults (BDFa) for metropolitan France. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 17, 1573–1584. <https://doi.org/10.5194/nhess-17-1573-2017>
- Jomard, H., Scotti, O., Auclair, S., Dominique, P., Manchuel, K., Sicilia, D., 2022. The SISFRANCE database of historical seismicity. State of the art and perspectives. *Comptes Rendus. Géoscience* 353, 257–280. <https://doi.org/10.5802/crgeos.91>
- Kaub, C., Geoffroy, L., Bollinger, L., Perrot, J., Le Roy, P., Authemayou, C., 2021. Is the Machecoul fault the source of the ~M6 1799 Vendée earthquake (France)? *Geophysical Journal International* 225, 2035–2059. <https://doi.org/10.1093/gji/ggab076>
- Kennett, B.L., Engdahl, E.R., Buland, R., 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysical Journal International* 122, 108–124.
- Kherroubi, A., Yelles-Chaouche, A., Koulakov, I., Déverchère, J., Beldjoudi, H., Haned, A., Semmane, F., Aidi, C., 2017. Full Aftershock Sequence of the Mw 6.9 2003 Boumerdes Earthquake, Algeria: Space–Time Distribution, Local Tomography and Seismotectonic Implications. *Pure Appl. Geophys.* 174, 2495–2521. <https://doi.org/10.1007/s00024-017-1571-5>
- Lagarde, J.L., Amorese, D., Font, M., Laville, E., Dugué, O., 2003. The structural evolution of the English Channel area. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association* 18, 201–213. <https://doi.org/10.1002/jqs.744>
- Lagarde, J.-L., Baize, S., Amorese, D., Delcaillau, B., Font, M., Volant, P., 2000. Active tectonics, seismicity and geomorphology with special reference to Normandy (France). *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association* 15, 745–758. <https://doi.org/10.1002/1099-1417>
- Le Gall, B., Authemayou, C., Graindorge, D., Duperret, A., Kaci, T., Ehrhold, A., Schmitt, T., 2021. Status of Basement Terranes in Orogens: Insights From the Cadomian Domain of the North Armorican Variscides, Western France. *Tectonics* 40. <https://doi.org/10.1029/2020TC006578>
- Lefort, J.-P., Chambers, P., Danukalova, G., Monnier, J.-L., Osipova, E., Renouf, J., Aoustin, D., Pustoc'h, F., 2020. Did an earthquake located off Jersey trigger a mudflow preserving the only loess outcrop known under the seas? *Journal of the Geological Society* 177, 911–922. <https://doi.org/10.1144/jgs2020-030>
- Levret, A., Cushing, M., Peyridieu, G., 1996. Etude des caractéristiques de séismes historiques en France: atlas de 140 cartes macrosismiques. Institut de protection et de sûreté nucléaire.

- Lienert, B.R., Berg, E., Frazer, L.N., 1986. HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares. *Bulletin of the Seismological Society of America* 76, 771–783. <https://doi.org/10.1785/BSSA0760030771>
- Manchuel, K., Traversa, P., Baumont, D., Cara, M., Nayman, E., Durouchoux, C., 2018. The French seismic CATalogue (FCAT-17). *Bulletin of Earthquake Engineering* 16, 2227–2251. <https://doi.org/10.1007/s10518-017-0236-1>
- Marin, S., Avouac, J.-P., Nicolas, M., Schlupp, A., 2004. A probabilistic approach to seismic hazard in metropolitan France. *Bulletin of the Seismological Society of America* 94, 2137–2163.
- Mazabraud, Y., Béthoux, N., Delouis, B., 2013. Is earthquake activity along the French Atlantic margin favoured by local rheological contrasts? *Comptes Rendus Geoscience* 345, 373–382. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2013.07.004>
- Mazabraud, Y., Béthoux, N., Deroussi, S., 2005. Characterisation of the seismological pattern in a slowly deforming intraplate region: Central and western France. *Tectonophysics* 409, 175–192. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.08.021>
- Mazzotti, S., 2020. Processes and deformation rates generating seismicity in metropolitan France and conterminous Western Europe. *Bulletin de la Société Géologique de France* 191, 19. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2020019>
- Mazzotti, S., Jomard, H., Masson, F., 2020. Processes and deformation rates generating seismicity in metropolitan France and conterminous Western Europe. *BSGF - Earth Sciences Bulletin* 191, 1–20. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2020019>
- Medvedev, S.V., Sponheuer, W., Karnik, V., 1965. Seismic intensity scale version MSK 1964. United nation educational, scientific and cultural organization, Paris 7.
- Nicolas, M., Bethoux, N., Madeddu, B., 1998. Instrumental seismicity of the Western Alps: a revised catalogue. *pure and applied geophysics* 152, 707–731.
- Nicolas, M., Santoire, J.P., Delpech, P.Y., 1990. Intraplate seismicity: new seismotectonic data in Western Europe. *Tectonophysics* 179, 27–53. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90354-B](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90354-B)
- Paquin, C., Froidevaux, C., Souriau, M., 1978. Mesures directes des contraintes tectoniques en France septentrionale. *Bulletin de la Société Géologique de France* S7-XX, 727–731. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XX.5.727>
- Pareyn, C., 1980. Mise en évidence d'une activité néotectonique pliocène et quaternaire dans le Cotentin, le bassin de Carentan et le Bessin (Manche et Calvados). *Bulletin de la Société Géologique de France* S7-XXII, 695–701. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XXII.4.695>
- Perrot, J., Arroucau, P., Guilbert, J., Déverchère, J., Mazabraud, Y., Rolet, J., Mocquet, A., Mousseau, M., Matias, L., 2005. Analysis of the Mw 4.3 Lorient earthquake sequence: a multidisciplinary approach to the geodynamics of the Armorican Massif, westernmost France. *Geophysical Journal International* 162, 935–950. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02706.x>
- Pomerol, C., Renard, M., Lagabrielle, Y., Renard, M., 1989. *Éléments de géologie*. Armand Colin.
- Reasenber, P., Oppenheimer, D., 1985. US Geological Survey Open-File Report.

- RESIF, 1995. RESIF-RLBP French Broad-band network, RESIF-RAP strong motion network and other seismic stations in metropolitan France. <https://doi.org/10.15778/RESIF.FR>
- RESIF, 2018. CEA/DASE broad-band permanent network in metropolitan France. <https://doi.org/10.15778/RESIF.RD>
- Rothé, E., Lacoste, J., Hée, A., 1928. Les tremblements de terre en France et aux colonies. *Annal institut physique du globe (Strasbourg)* 84–93.
- Rothé, J.-P., Peterschmitt, E., 1950. *Etude séismique des explosions d'Haslach*. impr. Alsacienne.
- Scotti, O., Baumont, D., Quenet, G., Levret, A., 2004. The French macroseismic database SISFRANCE: objectives, results and perspectives. *Annals of geophysics*.
- Snoke, J.A., Lee, W.H.K., Kanamori, H., Jennings, P.C., Kisslinger, C., 2003. FOCMEC: Focal mechanism determinations. *International handbook of earthquake and engineering seismology* 85, 1629–1630.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Moradi, A.S., Paul, A., 2005. The 2003 December 26 Bam earthquake (Iran), Mw 6.6, aftershock sequence. *Geophysical Journal International* 163, 90–105. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02639.x>
- Veinante-Delhayé, A., Santoire, J.P., 1980. Sismicité récente de l'Arc Sud-Armoricain et du Nord-Ouest du Massif central ; mécanismes au foyer et tectonique. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 93–102.

Conclusion générale

La portion septentrionale du Domaine Nord-Armoricain située sur l'espace terre-mer du CP-GNB est en situation de marge passive soumise à de faibles taux de déformation. A l'image d'autres zones de socle en France, elle présente néanmoins une activité sismique non négligeable. La très longue histoire géodynamique enregistrée sur ce secteur est apparue comme un point d'intérêt pour y analyser l'effet de l'héritage structural sur l'évolution post-varisque, méso-cénozoïque et sur la déformation actuelle.

Le remaniement et la préservation très limitée des reliques icartiennes ne permettent pas de discuter clairement le rôle de ce dispositif dans l'architecture des systèmes ultérieurs. Cependant, leur dispersion spatiale actuelle dans les dispositifs cadomiens (Trégor) ou hercyniens (CP) permet d'affirmer que le socle icartien ne s'est pas comporté comme un craton indéformable lors des orogènes suivants, contrairement à ce que l'on observe au niveau des cratons canadien et sibérien, par exemple (Le Gall et al., 2021). Par contre, il est possible de mettre en évidence une partition du comportement mécanique des unités cadomiennes par rapport aux unités varisques dans la CP. Les unités cadomiennes recouvertes de bassins paléozoïques (Cambrien à Silurien) du nord de la CP sont remobilisées par la tectonique varisque à terre (chevauchements hercyniens) et plus récemment par des événements méso-cénozoïque en mer au contact du socle et des bassins sédimentaires de la Manche (inversion de la Manche), tandis que le sud de la CP reste globalement stable. Ceci suggère un fonctionnement tectonique découplé entre le nord et le sud de la CP, de part et d'autre de deux accidents : la discontinuité de Saint-Germain-sur-Ay (SGD) et la faille de Coutances (CoF) (Le Gall et al., 2021).

Le Sud de la CP

Au sud de la CP, l'activité sismique concentrée en essais de type « clusters » au sein du GNB apparaît comme remarquable. La crise sismique de Jersey en 2014 a permis d'enregistrer un séisme d'une $M_w = 4$ (le plus fort depuis la mise en place des stations sismologiques dans la zone), suivi de répliques qui confirment le caractère « shock-aftershock » de cette crise. Le choc principal paraît être clairement associé aux zones de cisaillement cadomiennes N060°-N070°E de la faille de Coutances (CoF) ou de la discontinuité de Saint Germain sur Ay (SGD). Le mécanisme au foyer calculé pour le choc principal de 2014 indique un mouvement en faille inverse le long d'un plan N70°E, compatible avec le champ de contraintes actuel NW-SE. Les répliques suggèrent un système décrochant le long des directions N70°E et N150°E. À ce stade, il est difficile d'associer ces répliques à des failles particulières en raison du manque de données bathymétriques et

Conclusion générale

sismique haute résolution au large de Jersey. Du fait de sa localisation et de son mécanisme en décrochement, le séisme de Coutances de 2020 apparaît également clairement lié aux directions cadomiennes de la Faille de Coutances (CoF). Ces résultats confirment ce qui a été déduit des travaux réalisés à terre au niveau du bassin de Carentan, c'est-à-dire que les zones de cisaillement cadomiennes ont été réactivées pendant l'orogénèse varisque et semblent être actives jusqu'au Quaternaire (Pareyn, 1980 ; Baize et al, 1998). Elles sont d'ailleurs répertoriées dans la base de données BDFA comme des failles potentiellement actives (Jomard et al, 2017). Les répliques seraient quant à elles liées au système de failles annexes tardi-varisque (permo-triasique) NW-SE, qui ont accommodé la déformation et sont réactivées en décrochements senestres.

Le Nord de la CP

Pour le nord de la CP, l'analyse de nouvelles données marines au nord-ouest du Cotentin montre l'empreinte structurale remarquable de deux familles de failles orientées N100°-110°E (LHDF1-2) et N150°-160°E (LHOF et MF) aux alentours desquelles on observe une activité sismique. Il s'agit de structures héritées de la période varisque, réactivées au cours des phases d'extension et de compression du méso-cénozoïque.

Les plus vieux événements fragiles postérieurs à la déformation ductile varisque constituent un ensemble de failles décrochantes conjuguées N150°-160°E (dextres) et N40°-N60°E (senestre) affectant les unités cadomiennes et paléozoïques, bien visible en domaine marin au sud du cap de la Hague. Cet événement a dû se produire à la fin de la période varisque, à la faveur d'une réorientation du champ de contrainte selon un axe nord-sud. C'est à cette occasion que les failles N150-160°E (LHOF et MF) se sont formées, à l'image du réseau de failles dit Kerforne, connu dans la ceinture varisque de l'ensemble du Massif Armoricaïn (Bois et al., 1990 ; Raimbault et al., 2018).

La faille LHDF1 fait partie du système N100°-110°E qui limite en mer les séries carbonatées du Jurassique supérieur au nord du Cotentin. Elle est également considérée comme ayant une origine varisque, probablement héritée de directions cadomiennes plus anciennes. Ce système de failles en relais orienté globalement E-W correspond à la faille Alderney-Ushant (ou Aurigny-Ouessant) (AUFZ), se connectant vers l'ouest à la MCFZ (Mid-Channel Fracture Zone). À l'image de ce grand système de failles de la Manche centrale et occidentale, nous suggérons que la LHDF1 a fonctionné en faille normale à pendage nord, à la faveur de la mise en place de bassins du Jurassique supérieur en réponse à la phase de rifting liée à l'ouverture de l'Atlantique. Cette phase de distension favorisant le dépôt des sédiments crayeux du Crétacé supérieur se poursuit jusqu'à l'Eocène (Lutétien supérieur). Durant cette période, diverses failles ont possiblement fonctionné en mode normal, expliquant l'accumulation localisée du Crétacé supérieur et de l'Eocène. Il s'agit d'un jeu

Conclusion générale

sur la LHDF1 (N100°-110°E) vers le sud en faille normale à composante dextre, accompagné du rejeu en faille normale de la LHOF (N150°-N160°E).

Les dernières déformations majeures repérées en Nord-Cotentin sont mises en évidence par un raccourcissement NW-SE post-Eocène, marquant bien les unités sédimentaires méso-cénozoïques des bassins de la Manche bordant les unités de socle. Elles se traduisent par un réseau dense de plis dans les séries du Jurassique, coexistant avec le rejeu le long de LHDF1 en décrochement senestre et le développement d'une structure de failles satellite (LHDF2) vers le sud. Il est probable que cet événement ait également induit un rejeu de la LHOF en décrochement. Cette dernière phase compressive est à relier à la phase principale d'inversion de bassin enregistrée en mer Celtique et partiellement dans la Manche au cours du Rupélien, en lien avec la collision alpine (Ziegler, 1981).

Activité récente ?

Pour ce qui est de l'activité récente des failles du Nord-Cotentin, la question reste ouverte à l'issue de cette thèse. Bien que à terre, la BDFA positionne le segment LHJF (La Hague Jobourg Fault) comme une structure potentiellement active depuis le Pliocène. Cette faille N 110°E affecte les formations icartiennes, cambriennes et ordoviciennes en baie de Herquemoulin et des Moulinets.

Le tracé BDFA la reporte comme un accident reprenant un chevauchement varisque du sud de la baie d'Ecalgrain à Jobourg et qui se prolonge en baie d'Herquemoulin et des Moulinets et Fontenelles. L'analyse de l'orthophotographie du site d'Herquemoulin a permis de détecter un jeu en décrochement senestre. Par contre, les observations préliminaires n'ont pas permis de détecter d'indice de déformation plio-quadernaire le long des segments de faille LHJF. Quelques séismes de faible magnitude ont été enregistrés en 2021 et 2022 à terre et en mer. Ils sont tous localisés à proximité de segments de failles qui pourraient présenter une activité (LHJF, LHOF, MF, LHDF1).

Les failles LHOF, MF et LHDF1-2, visibles en mer, montrent un comportement polyphasé variant de faille normale en contexte extensif à des décrochements en contexte compressif, en fonction des événements méso-cénozoïques ressentis dans cette région. Ces structures majeures du sud de la Manche affectant le nord du Cotentin sont potentiellement de bonnes candidates pour une activité récente sous l'influence du champ de contrainte compressif NW-SE actuel (Delouis et al., 1993 ; Amorèse et al., 2000 ; Lagarde et al., 2003 ; Beucler et al., 2021). Deux d'entre elles, la LHOF et la LHDF1 pourraient être la source du séisme 01/02/2021, située entre la surface et 11 km de profondeur. Le mécanisme au foyer calculé indique un mouvement en faille inverse sur un plan WNW-ESE ou en décrochement sur un plan NNW-SSE. La sismique réflexion de la campagne

Conclusion générale

EMECHAT déployée le long de ces accidents n'a pas permis de montrer de manière certaine un déplacement net dans la couverture plio-quadernaire bordant le contact de la LHOF.

En définitive, la sismicité du CP-GNB apparaît comme le résultat de la persistance du champ de contrainte compressif lié à la poussée alpine. Dans ce contexte géologique complexe, la présence de structures héritées guide bien les déformations au sein de la croûte. Au sud de la CP, les structures cadomiennes (CoF et SGD) sont remobilisées, alors qu'au Nord de la CP, il s'agit plutôt des structures varisque (ex : LHOF, MF, LHDF1-2).

L'analyse sismologique

Cette thèse a également permis de réaliser une étude sismologique sur le secteur CP-GNB, dans le contexte de faible activité sismique du Domaine Nord Armoricaire. L'analyse a en premier lieu consisté en l'établissement d'un catalogue sismologique à jour pour ce secteur, de manière à mieux cibler la liaison éventuelle entre les localisations épacentrales et les systèmes fracturés. La répartition des séismes dans la CP-GNB apparaît bien comme une sismicité diffuse, résultant d'un domaine fortement hétérogène et très fracturé.

Certains séismes du GNB, comme ceux des îles anglo-normandes en 2014-2015 et le séisme de Coutances en 2020 ont fait l'objet d'une analyse détaillée, en utilisant les signaux des stations les plus proches y compris celles du réseau BGS (anglais). Ces analyses ont consisté à améliorer leur localisation et profondeur (x, y, z) et à déterminer leur mécanisme au foyer. Le modèle de vitesse utilisé est celui dit du NBCI, mieux adapté au GNB, contrairement au modèle utilisé par le RéNaSS pour les séismes de tout territoire national. Les relocalisations effectuées montrent une transposition générale vers le Sud-Est des positions épacentrales, qui se regroupent dorénavant à proximité des grandes zones de cisaillement cadomiennes reconnues à l'échelle régionale, telles que la faille de Coutances (CoF) et la discontinuité de Saint-Germain-sur-Ay (SGD) avec une précision moyenne de localisation à 5 km en longitude et 2 km en latitude.

Pour le séisme en mer du 01/02/2021, situé en nord Cotentin, le réseau RéNaSS le positionne sur La LHOF, alors que notre relocalisation le place au nord, à proximité de la LHDF1. L'incertitude de la relocalisation provient d'une part de sa faible magnitude ($M_w=2$), mais également du fait que ce séisme se situe à la bordure des unités de socle du GNB et des bassins sédimentaires du Sud Manche. Le modèle de vitesse NBCI est probablement moins bien adapté pour cette situation géologique « frontalière », alors que des stations anglaises ont également été utilisées pour sa relocalisation. Dans ce cas, le modèle de vitesse initial du RéNaSS pourrait probablement mieux convenir. Les problèmes d'incertitude rencontrés sur ce séisme en particulier illustrent bien la

Conclusion générale

nécessité d'une bonne connaissance des structures géologiques en mer, pour le choix de modèles de vitesses adaptés ainsi que de la nécessité de densifier les réseaux de mesures sismologiques.

Perspectives

Cette étude exploratoire nécessite aujourd'hui d'être affinée par des études complémentaires à la fois à terre et en mer. Il s'agirait de mieux spécifier le rejeu de structures héritées et l'activité récente des systèmes de failles potentiellement actifs. A terre, les grands accidents cadomiens du sud Cotentin pourraient bénéficier d'une analyse géomorphologique et être analysés par le biais d'imagerie satellitaire et topographique en analysant les interactions avec les morphologies associées aux dépôts quaternaires au niveau de Coutances et de Saint-Germain-sur-Ay. Il est possible d'y réaliser des mesures géologiques et géophysiques (électrique, radar, sismique) en vue de cibler les endroits où réaliser des tranchées paléosismologiques pour constater si les sédiments plio-quaternaires sont bien affectés par une potentielle déformation récente à proximité de la CoF et de la SGD.

En mer, l'analyse complète de l'ensemble des profils sismiques réalisés lors de la campagne EMECHAT et leur analyse détaillée en particulier au contact des failles ciblées dans cette étude, permettrait de définir si un jeu co-sismique et/ou cumulé est discernable au contact avec les dépôts Plio-Quaternaire accumulés dans les fosses de la Manche. Cependant, il serait intéressant de réaliser des profils complémentaires pour étendre la zone d'étude et améliorer la résolution spatiale des fosses. La compréhension de la géométrie des failles en profondeur et leurs liens avec les escarpements « frais » du domaine marin, visibles sur la surface bathymétrique est également un objectif recherché. La campagne de sismique réflexion et carottage de roches EMECHAT2 programmée en 2024 devrait amener des éléments complémentaires, de manière à proposer un modèle structural 3D pour cette zone.

L'étude des mouvements verticaux de la péninsule du Cotentin, de part et d'autre du cap de la Hague pourrait également être envisagée. En effet, une succession de terrasses sous-marines aujourd'hui immergées marque la bathymétrie dans le granite de la plateforme marine du nord du cap de la Hague et pourrait être utilisée pour l'étude des mouvements verticaux plio-quaternaires de la péninsule, en complément des études géomorphologiques déjà réalisées à terre sur les terrasses marines et rasas du nord Cotentin (Coutard et al., 2006 ; Nexer, 2015 ; Pedoja et al., 2018), complété par des datations cosmogénique en Be^{10} sur les surfaces d'érosion dans les granites.

Bibliographie

- Adams, C.J.D., 1967. K/Ar ages from the basement complex of the Channel Islands (United Kingdom) and the adjacent French mainland. *Earth and Planetary Science Letters* 2, 52–56. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(67\)90172-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(67)90172-0)
- Amorèse, D., Benjumea, J., Cara, M., 2020. Source parameters of the 1926 and 1927 Jersey earthquakes from historical, instrumental, and macroseismic data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 300, 106420. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2019.106420>
- Amorese, D., Lagarde, J.-L., Laville, E., 1999. A point pattern analysis of the distribution of earthquakes in Normandy (France). *Bulletin of the Seismological Society of America* 89, 742–749. <https://doi.org/10.1785/BSSA0890030742>
- Amorèse, D., Walker, A., Lagarde, J.-L., Santoire, J.-P., Volant, P., Font, M., Lecornu, M., 2000. New seismotectonic data from an intraplate region: focal mechanisms in the Armorican Massif (northwestern France). *Geophysical Journal International* 143, 837–846. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540X.2000.01285.x>
- Antoine, P., Coutard, J.-P., Gibbard, P., Hallegouet, B., Lautridou, J.-P., Ozouf, J.-C., 2003. The Pleistocene rivers of the English Channel region. *Journal of Quaternary Science* 18, 227–243. <https://doi.org/10.1002/jqs.762>
- Arroucau, P., 2006. Sismicité du Massif Armoricain: relocalisations et interprétation tectonique (Thèse de doctorat). Université de Nantes, Nantes.
- Aubry, J., 1982. Formations permienes et triasiques du bassin de Carentan (Thèse). Université de Caen.
- Auvray, B., 1989. Pentevrian and brioverian in the North armorican massif: characteristics and geodynamic evolution 35.
- Auvray, B., Charlot, R., Vidal, P., 1979. Données nouvelles sur le protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France): age et signification. *Canadian Journal of Earth Sciences* 17, 532–538. <https://doi.org/10.1139/e80-050>
- Bailly du Bois, P., 2010. BATHAGUE 2010 cruise, Haliotis R/V. <https://doi.org/10.17600/10120060>

Bibliographie

- Bailly du Bois, P., Dumas, F., Morillon, M., Furgerot, L., Voiseux, C., Poizot, E., Méar, Y., Bennis, A.-C., 2020. The Alderney Race: general hydrodynamic and particular features. *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 378, 20190492.
- Baize, S., 1998. Tectonique, eustatisme et climat dans un système géomorphologique côtier. Le nord-ouest de la France au plio-pléistocène : exemple du Cotentin (Normandie) (Thèse). Université de Caen.
- Baize, S., Camuzard, J.P., Freslon, M., Langevin, C., Laignel, B., 1997. Notice explicative de la Carte géologique de la France à 1/50 000 N°117.
- Baize, S., Cushing, E., Lemeille, F., Granier, T., Grellet, B., Carbon, D., Combes, P., Hibsich, C., 2002. Inventaire des indices de rupture affectant le Quaternaire en relation avec les grandes structures connues, en France métropolitaine et dans les régions limitrophes. *Mém. Soc. Géol. Fr.* 175.
- Baize, S., Lagarde, J.-L., Laville, E., Dugue, O., 1998. Géomorphologie d'un plateau littoral (Cotentin-Normandie) ; enregistrements des signaux tectoniques et climatiques. *Bulletin de la Société géologique de France* 169, 851–866.
- Balé, P., Brun, J.-P., 1989. Late Precambrian thrust and wrench zones in northern Brittany (France). *Journal of Structural Geology* 11, 391–405. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90017-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90017-5)
- Ballèvre, M., Bosse, V., Dabard, M.P., Ducassou, C., Fourcade, S., Paquette, J.-L., Peucat, J.-J., Pitra, P., 2013. Histoire Géologique du massif Armoricaïn: Actualité de la recherche. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne* 500, 5–96.
- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus Geoscience* 341, 174–201. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.009>
- Ballèvre, M., Le Goff, E., Hébert, R., 2001. The tectonothermal evolution of the Cadomian belt of northern Brittany, France: a Neoproterozoic volcanic arc. *Tectonophysics* 331, 19–43. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00234-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00234-1)
- Bardy, P., Lefort, J.P., 1987. Structure et stratigraphie des formations antémésozoïques du golfe normano-breton d'après l'interprétation de données sismiques. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 304, 997–1001.

Bibliographie

- Barrois, C., 1908. Légende de la feuille de Tréguier de la carte géologique de France au 1/80,000 ème. *Annales de la Société géologique du Nord* 37, 111–130.
- Bauve, V., 2013. Étude des champs de contraintes néogènes à actuels des Alpes du sud : implications sur la géodynamique alpine et l'activité sismique (Thèse de doctorat). université de Nice-Sophia Antipolis.
- Becker, H., 1993. Garnet peridotite and eclogite Sm-Nd mineral ages from the Lepontine dome (Swiss Alps): New evidence for Eocene high-pressure metamorphism in the central Alps. *Geology* 21, 599–602. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021)
- Benabdellouahed, M., Dugué, O., Tessier, B., Thinon, I., Guennoc, P., Bourdillon, C., 2014. New geological map of the Bay of Seine and land-sea geological synthesis: Contribution of new seismic and biostratigraphic data. *Géologie de la France* 21–45.
- Bessin, P., 2014. Evolution géomorphologique du Massif armoricain depuis 200 MA : approche Terre-Mer (Thèse). Université de Rennes 1.
- Bessin, P., Guillocheau, F., Robin, C., Braun, J., Bauer, H., Schroëtter, J.-M., 2017. Quantification of vertical movement of low elevation topography combining a new compilation of global sea-level curves and scattered marine deposits (Armorican Massif, western France). *Earth and Planetary Science Letters* 470, 25–36. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.04.018>
- Bessin, P., Guillocheau, F., Robin, C., Schroëtter, J.-M., Bauer, H., 2015a. Planation surfaces of the Armorican Massif (western France): Denudation chronology of a Mesozoic land surface twice exhumed in response to relative crustal movements between Iberia and Eurasia. *Geomorphology* 233, 75–91. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.09.026>
- Bessin, P., Guillocheau, F., Robin, C., Schroëtter, J.-M., Bauer, H., 2015b. Planation surfaces of the Armorican Massif (western France): Denudation chronology of a Mesozoic land surface twice exhumed in response to relative crustal movements between Iberia and Eurasia. *Geomorphology* 233, 75–91. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.09.026>
- Beucler, É., Bonnin, M., Hourcade, C., Van Vliet-Lanoë, B., Perrin, C., Provost, L., Mocquet, A., Battaglia, J., Geoffroy, L., Steer, P., Le Gall, B., Douchain, J.-M., Fligiél, D., Gernigon, P., Delouis, B., Perrot, J., Mazzotti, S., Mazet-Roux, G., Lambotte, S., Grunberg, M., Vergne, J., Clément, C., Calais, É., Deverchère, J., Longuevergne, L., Duperret, A., Roques, C., Kaci, T., Authemayou, C., 2021. Characteristics and possible origins of the seismicity in northwestern France. *Comptes Rendus. Géoscience* 353, 53–77. <https://doi.org/10.5802/crgeos.86>

Bibliographie

- Bevan, T.G., Hancock, P.L., 1986. A late Cenozoic regional mesofracture system in southern England and northern France. *Journal of the Geological Society* 143, 355–362.
- Bitri, A., Brun, J.-P., Gapais, D., Cagnard, F., Gumiaux, C., Chantraine, J., Martelet, G., Truffert, C., 2010. Deep reflection seismic imaging of the internal zone of the South Armorican Hercynian belt (western France) (ARMOR 2/Géofrance 3D Program). *Comptes Rendus Geoscience* 342, 448–452. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2010.03.006>
- Bitri, A., Brun, J.P., Truffert, C., Guennoc, P., 2001. Deep seismic imaging of the Cadomian thrust wedge of Northern Brittany. *Tectonophysics* 331, 65–80. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00236-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00236-5)
- Bois, C., Cazes, M., Gariel, O., Lefort, J.P., Le Gall, B., Pinet, B., Sibuet, J.-C., 1991. Principaux apports scientifiques des campagnes SWAT et WAM à la géologie de la Mer Celtique, de la Manche et de la marge atlantique, in: *Mémoires de La Société Géologique de France (1833)*. pp. 185–217.
- Bois, C., Lefort, J.-P., Le Gall, B., Sibuet, J.-C., Gariel, O., Pinet, B., Cazes, M., 1990. Superimposed Variscan, Caledonian and Proterozoic features inferred from deep seismic profiles recorded between southern Ireland, southwestern Britain and western France. *Tectonophysics* 177, 15–37. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90272-A](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90272-A)
- Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J.-P., Van Den Driessche, J., 2000. Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105, 19273–19288.
- Brault, N., 2002. Ressources du sous-sol et environnement en Bretagne. Genèse, géométrie et propriétés de différents types d'aquifères (Thèse de doctorat). Université Rennes 1.
- Brochon, J., 2023. Traitement et analyse d'un jeu de données sismique SMT haute résolution au large du Nord Cotentin (campagne EMECHAT) : une clé pour la compréhension d'un puzzle géologique (Mémoire de Master). Université de Bretagne Occidentale (OBO).
- Brown, M., 1995. The late-Precambrian geodynamic evolution of the Armorican segment of the Cadomian belt (France): distortion of an active continental margin during south-west directed convergence and subduction of a bathymetric high. *Géologie de la France* 3, 3–22.
- Brun, J.P., Gapais, D., Cogne, J.P., Ledru, P., Vignerresse, J.L., 1990. The Flamanville Granite (Northwest France): An unequivocal example of a syntectonically expanding pluton. *Geological Journal* 25, 271–286. <https://doi.org/10.1002/gj.3350250310>

Bibliographie

- Butaeye, D., Laville, E., Le Gall, J., 2001. Géométrie et cinématique des chevauchements varisques du Nord-Est du Massif armoricain (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 332, 283–289. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(01\)01542-7](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01542-7)
- Camelbeeck, T., de Viron, O., Van Camp, M., Kusters, D., 2013. Local stress sources in Western Europe lithosphere from geoid anomalies. *Lithosphere* 5, 235–246. <https://doi.org/10.1130/L238.1>
- Canva, A., 2019. Structure et évolution du bassin arrière-arc Ligure et de sa marge nord : Apports de l'imagerie géophysique profonde de la campagne SEFASILS (These en préparation). Université Côte d'Azur.
- Cara, M., Cansi, Y., Schlupp, A., Arroucau, P., Béthoux, N., Beucler, E., Bruno, S., Calvet, M., Chevrot, S., Deboissy, A., 2015a. SI-Hex: a new catalogue of instrumental seismicity for metropolitan France. *Bulletin de la Société Géologique de France* 186, 3–19.
- Cara, M., Cansi, Y., Schlupp, A., Arroucau, P., Béthoux, N., Beucler, E., Bruno, S., Calvet, M., Chevrot, S., Deboissy, A., Delouis, B., Denieul, M., Deschamps, A., Doubre, C., Fréchet, J., Godey, S., Golle, O., Grunberg, M., Guilbert, J., Haugmard, M., Jenatton, L., Lambotte, S., Leobal, D., Maron, C., Mendel, V., Merrer, S., Macquet, M., Mignan, A., Mocquet, A., Nicolas, M., Perrot, J., Potin, B., Sanchez, O., Santoire, J.-P., Sèbe, O., Sylvander, M., Thouvenot, F., Van Der Woerd, J., Van Der Woerd, K., 2015b. SI-Hex: a new catalogue of instrumental seismicity for metropolitan France. *Bulletin de la Société Géologique de France* 186, 3–19. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.186.1.3>
- Caroff, M., Bellon, H., Chauris, L., Carron, J.-P., Chevrier, S., Gardinier, A., Cotten, J., Moan, Y.L., Neidhart, Y., 1995. Magmatisme fissural triasico-liasique dans l'ouest du Massif armoricain (France) : pétrologie, géochimie, âge, et modalités de la mise en place. *Can. J. Earth Sci.* 32, 1921–1936. <https://doi.org/10.1139/e95-147>
- Caroff, M., Cotton, J., 2004. Geochemical evolution of a 10 m-thick intrusive body: the South Breterc'h diabase dyke, Western Armorican Massif, France. *Canadian Journal of Earth Sciences* 41, 775–784.
- Chadwick, R.A., 1986. Extension tectonics in the Wessex Basin, southern England. *Journal of the Geological Society* 143, 465–488.
- Chadwick, R.A., 1993. Aspects of basin inversion in southern Britain. *Journal of the Geological Society* 150, 311–322.

Bibliographie

- Chadwick, R.A., Evans, D.J., 1995. The timing and direction of Permo-Triassic extension in southern Britain. *SP 91*, 161–192. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1995.091.01.09>
- Champagnac, J.D., Molnar, P., Anderson, R.S., Sue, C., Delacou, B., 2007. Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geol* 35, 195. <https://doi.org/10.1130/G23053A.1>
- Chantraine, J., Autran, A., Cavelier, C., 2003. Carte géologique de la France (version numérique) à l'échelle du millionième. BRGM, Orléans.
- Chantraine, J., Chauvel, J.-J., Bale, P., Denis, E., Rabu, D., 1988. Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bulletin de la Société géologique de France* 4, 815–829.
- Chantraine, J., Egal, E., Thiéblemont, D., Le Goff, E., Guerrot, C., Ballèvre, M., Guennoc, P., 2001. The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France): a segment of the North Atlantic Panafrican belt. *Tectonophysics* 331, 1–18. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00233-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00233-X)
- Chantraine, J., Rolet, J., Santallier, D.S., Piqué, A. (Eds.), 1994. *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-84915-2>
- Chantraine, J., Rolet, J., Santallier, D.S., Piqué, A., Keppie, J.D. (Eds.), 1994. *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-84915-2>
- Chauris, L., 1969. Sur un important accident structural dans le Nord-Ouest de l'Armorique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 268, 2859.
- Costain, J.K., Bollinger, G.A., Speer, J.A., 1987. Hydroseismicity—A hypothesis for the role of water in the generation of intraplate seismicity. *Geology* 15, 618–621. <https://doi.org/10.1130/0091-7613>
- Coutard, F., 1983. *Le Bessin occidental: Étude géomorphologique (Thèse de doctorat)*. Université de Caen.
- Coutard, S., Lautridou, J., Rhodes, E., Clet, M., 2006. Tectonic, eustatic and climatic significance of raised beaches of Val de Saire, Cotentin, Normandy, France. *Quaternary Science Reviews* 25, 595–611. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.02.003>

Bibliographie

- Coutard, S., Lautridou, J.-P., Rhodes, E., 2005. Discontinuités dans l'enregistrement des cycles interglaciaire-glaciaire sur un littoral en contexte intraplaque. Exemple du Val de Saire (Normandie, France). *quaternaire* 217–227. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.434>
- Crusem, R., Monfret, T., Lambotte, P.S., Grunberg, M., Engels, F., Hernandez, A., 2014. La lettre d'information RESIF n° 5 La lettre d'information RESIF n° 5 Bulletin de référence de la sismicité instrumentale de la France métropolitaine au BCSF-RéNaSS.
- Daniel, G., 2007. Réponse sismique de la croûte terrestre à un changement de contrainte : application aux doublets de séismes (Thèse de doctorat). Université Joseph-Fourier - Grenoble I.
- Deconinck, J.F., Baudin, F., 2008. Kimmeridgian and Tithonian sedimentary deposits of the North-Western part of the Paris Basin (Normandy and Boulonnais). *Ann. Soc. Géol. Nord* 15, 77–90.
- Dehouck, A., Almar, R., Balouin, Y., Jaud, M., Delacourt, C., 2010. Bathymétrie littorale par télédétection: méthodes, précision et finalités. Actes des Journées Nationales Génie Cotier Génie Civil, Sables d'Olonne 457–468. <https://doi.org/10.5150/jngcgc.2010.054-D>
- Delouis, B., Haessier, H., Cisternas, A., Rivera, L., 1993. Stress tensor determination in France and neighbouring regions. *Tectonophysics* 221, 25.
- Denieul, M., Sèbe, O., Cara, M., Cansi, Y., 2015. Mw Estimation from Crustal Coda Waves Recorded on Analog Seismograms. *Bulletin of the Seismological Society of America* 105, 831–849. <https://doi.org/10.1785/0120140226>
- Dissler, E., 1987. Evolution géodynamique cadomienne du Nord-Cotentin (Massif armoricain). Caen.
- Dissler, E., Doré, F., Dupret, L., Gresselin, F., Gall, J.L., 1988. L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. *Bulletin de la Société Géologique de France* IV, 801–814. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.IV.5.801>
- Dissler, E., Gresselin, F., 1988. The North cotentin shear-zone (Normandy-France): Variscan mobilization of the cadomian basement and its palaeozoic cover. *Geological Journal* 23, 191–204.
- Do Paco, D., Bollinger, L., Trilla, A., 2017. Elaboration d'une base de mécanismes au foyer pour la France métropolitaine Compilation des mécanismes existants et complément sur l'Ouest

Bibliographie

- de la France (Document Secret). Commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives Centre DAM, Île de France.
- Doré, F., 1988. Notice explicative de la Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Granville (172).
- Doré, F., Dupret, L., Lautridou, J.P., Hommeril, P., 1988. Notice explicative de la carte géologique de la France à (1/50 000), feuille Granville (172). BRGM, Orléans.
- Doré, F., Poncet, J., 1978. Notice explicative de la Carte géologique de la France à 1/50 000 , feuille La Haye-du-Puits (116).
- Dugué, O., 1989. Géodynamique d'une bordure de massifs anciens : la bordure occidentale du bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien : pulsations épirogéniques et cycles eustatiques (Thèse de doctorat). Université de Caen, Caen.
- Dugué, O., 1995. Séismites dans le Jurassique supérieur du Bassin anglo-parisien (Normandie, Oxfordien supérieur, Calcaire gréseux de Hennequeville). *Sedimentary Geology* 99, 73–93. [https://doi.org/DOI:10.1016/0037-0738\(95\)00006-T](https://doi.org/DOI:10.1016/0037-0738(95)00006-T)
- Dugué, O., Lautridou, J.P., Quesnel, F., Clet, M., 2005. Le Cotentin du Mésozoïque au Cénozoïque. *Bulletin d'information des géologues du Bassin de Paris* 42, 6–68.
- Dugué, O., Lautridou, J.-P., Quesnel, F., Clet, M., Poupinet, N., Bourdillon, C., 2009. Evolution sédimentaire cénozoïque (Paléocène à Pléistocène inférieur) de la Normandie. *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 20, 275–303.
- Dugué, O., Poupinet, N., Baize, S., Auffret, J.-P., Coutard, J.-P., Ozouf, J.-C., Clet-Pellerin, M., 2000. Stratigraphie du Plio-Pléistocène inférieur de Normandie : les séries marines et fluviatiles des bassins du Seuil du Cotentin. *Géologie de la France* 99–125.
- Duperret, A., 2019. COCOTEC 19 cruise, Haliotis R/V. <https://doi.org/10.17600/18000965>
- Dupont, P., 2019. Sismique Très Haute Résolution. Compte-rendu d'acquisition sismique multitrace-Banc du Four, Banc d'Armen, Fosse d'Ouessant et Haut-Fond d'Ouessant. Mission Bankable Leg 3-N/O Côtes de la Manche-18 au 19 Juin 2019.
- Dupret, L., 1987. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000), feuille de Coutances (142).
- Dupret, L., Dissler, E., Doré, F., Gresselin, F., Le Gall, J., 1990. Cadomian geodynamic evolution of the northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). *Geological Society, London, Special Publications* 51, 115–131. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.051.01.08>

Bibliographie

- Dupret, L., Dissler, E., Poncet, J., 1997. Notice explicative, Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille St-Lô (143).
- Duverger, C., Mazet-Roux, G., Bollinger, L., Guilhem Trilla, A., Vallage, A., Hernandez, B., Cansi, Y., 2021. A decade of seismicity in metropolitan France (2010–2019): the CEA/LDG methodologies and observations. *BSGF - Earth Sci. Bull.* 192, 25. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2021014>
- Egal, E., Guerrot, C., Le Goff, E., Thiéblemont, D., Chantraine, J., 1996. The Cadomian orogeny revisited in northern Brittany (France). *Special Papers-Geological Society of America* 281–318.
- Elhai, H., 1963. La Normandie occidentale entre la Seine et le golfe normand-breton. Étude morphologique. *L'Information Géographique* 27, 180–182.
- Estournès, G., 2011. Architectures et facteurs de contrôle des bassins quaternaires immergés du précontinent armoricain : exemples de la paléovallée d'Étel (Bretagne Sud) et du bassin des Ecrehou (Golfe normand Breton) (Thèse de doctorat). Université de Bretagne Sud, 230.
- Estournès, G., Menier, D., Guillocheau, F., Le Roy, P., Paquet, F., Goubert, E., 2012. The paleo-Etel River incised valley on the Southern Brittany inner shelf (Atlantic coast, France): Preservation of Holocene transgression within the remnant of a middle Pleistocene incision? *Marine Geology* 329–331, 75–92. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.08.005>
- Evans, C.D.R., 1990. United Kingdom offshore regional report: the geology of the western English Channel and its western approaches. British Geological Survey.
- Faure, M., 1995. Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central. *Tectonics* 14, 132–153. <https://doi.org/10.1029/94TC02021>
- Font, M., Lagarde, J.-L., Amorese, D., Coutard, J.-P., Ozouf, J.-C., 2002. Une méthode de quantification de la dégradation d'un escarpement de faille au cours des cycles climatiques du Quaternaire : la faille de Jobourg (Nord Cotentin, France). *Comptes Rendus Geoscience* 334, 171–178. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(02\)01732-7](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01732-7)
- Fourniguet, J., 1987. Géodynamique actuelle dans le Nord et le Nord-Est de la France. Mémoires du BRGM (Paris).

Bibliographie

- Furgerot, L., Poprawski, Y., Violet, M., Poizot, E., Bailly du Bois, P., Morillon, M., Mear, Y., 2019. High-resolution bathymetry of the Alderney Race and its geological and sedimentological description (Raz Blanchard, northwest France). *Journal of Maps* 15, 708–718. <https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1657510>
- Galloway, D.D., 2023. The British Geological Survey Earthquake Bulletin for 2022.
- Geiger, H., 1910. The scattering of α -particles by matter. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character* 83, 492–504.
- Graindor, M.J., 1998. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000), feuille de Cherbourg (72).
- Graindor, M.J., Wasserburg, G.J., 1962. Determinations d'âges absolus dans le nord du Massif armoricain. *Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences* 254, 3875–3877.
- Graindorge, D., 2022. EMECHAT croise, Côtes De La Manche R/V. <https://doi.org/10.17600/18002075>
- Graviou, P., 1984. Pétrogenèse des magmas calco-alcalins: exemple des granitoïdes cadomiens de la région trégorroise (Massif Armoricain) (Thèse de doctorat). Université de Rennes 1.
- Graviou, P., Peucat, J.-J., Auvray, B., Vidal, P., 1988. The Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif. Petrological and geochronological constraints on a geodynamic model. *Hercynica: Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne* 4, 1–13.
- Gregersen, S., Basham, P.W., Johnston, A.C., 1989. The seismicity of 'stable continental interiors.' *Earthquakes at North-Atlantic passive margins: Neotectonics and postglacial rebound* 299–327.
- Grellet, B., Combes, P., Granier, T., 1993. Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique: avec atlas de 23 cartes au 1/4 000 000ème et une carte au 1/1 000 000ème. Société géologique de France, Paris.
- Gresselin, F., 1990. Evolution varisque du Massif armoricain oriental: insertion dans une transversale ouest-européenne. Caen.
- Guerrot, C., 1989. Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne: géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. Université de Rennes 1.

Bibliographie

- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., FriedenberG, R., Garcia, J.-P., Gaulier, J.-M., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., Le Strat, P., Mettraux, M., Nalpas, T., Prijac, C., Rigoltet, C., Serrano, O., Grandjean, G., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta* 13, 189–245. <https://doi.org/10.1080/09853111.2000.11105372>
- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1944. Frequency of Earthquakes in California. *Nature* 156, 371–371.
- Hamblin, R.J.O., Crosby, A., Balson, P.S., Jones, S.M., Chadwick, R.A., Penn, I.E., Arthur, M.J., 1992. The geology of the English Channel. United Kingdom offshore regional report. HMSO, London.
- Haugmard, M., 2016. Détermination non-linéaire des paramètres hypocentaux et structuraux: application à la sismicité intracontinentale du Massif armoricain (Thèse de doctorat). Université Bretagne Loire.
- Havskov, J., Ottemoller, L., 1999. SeisAn Earthquake Analysis Software. *Seismological Research Letters* 70, 532–534. <https://doi.org/10.1785/gssrl.70.5.532>
- Horn, B.K., 1981. Hill shading and the reflectance map. *Proceedings of the IEEE* 69, 14–47.
- Hughes Clarke, J.E., Mayer, L.A., Wells, D.E., 1996. Shallow-water imaging multibeam sonars: A new tool for investigating seafloor processes in the coastal zone and on the continental shelf. *Marine Geophysical Researches* 18, 607–629.
- Inglis, J.D., Samson, S.D., D’Lemos, R.S., Miller, B.V., 2005. Timing of Cadomian deformation and magmatism within La Hague, NW France. *Journal of the Geological Society* 162, 389–400. <https://doi.org/10.1144/0016-764904-006>
- Jeffreys, H., 1927. On two British earthquakes. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* 1, 483–494.
- Jolivet, J., Bonnin, J., Beuzart, P., Auzende, J.-M., 1984. Cinématique de l’Atlantique nord et central.
- Jomard, H., Cushing, E.M., Palumbo, L., Baize, S., David, C., Chartier, T., 2017. Transposing an active fault database into a seismic hazard fault model for nuclear facilities – Part 1: Building a database of potentially active faults (B DFA) for metropolitan France. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 17, 1573–1584. <https://doi.org/10.5194/nhess-17-1573-2017>
- Jomard, H., Scotti, O., Auclair, S., Dominique, P., Manchuel, K., Sicilia, D., 2022. The SISFRANCE database of historical seismicity. State of the art and perspectives. *Comptes Rendus. Géoscience* 353, 257–280. <https://doi.org/10.5802/crgeos.91>

Bibliographie

- Jonin, M., Vidal, P., 1975. Etude géochronologique des granitoides de la Mancellia, Massif Armoricaïn, France. *Canadian Journal of Earth Sciences* 12, 920–927.
- Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Watkeys, M., 2007. From flood basalts to the inception of oceanization: Example from the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ high-resolution picture of the Karoo large igneous province. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8.
- Judenherc, S., Granet, M., Brun, J.-P., Poupinet, G., Plomerová, J., Mocquet, A., Achauer, U., 2002. Images of lithospheric heterogeneities in the Armorican segment of the Hercynian Range in France. *Tectonophysics* 121–134.
- Kaub, C., Geoffroy, L., Bollinger, L., Perrot, J., Le Roy, P., Authemayou, C., 2021. Is the Machecoul fault the source of the $\sim\text{M}6$ 1799 Vendée earthquake (France)? *Geophysical Journal International* 225, 2035–2059. <https://doi.org/10.1093/gji/ggab076>
- Kennett, B.L., Engdahl, E.R., Buland, R., 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysical Journal International* 122, 108–124.
- Kherroubi, A., Yelles-Chaouche, A., Koulakov, I., Déverchère, J., Beldjoudi, H., Haned, A., Semmane, F., Aidi, C., 2017. Full Aftershock Sequence of the Mw 6.9 2003 Boumerdes Earthquake, Algeria: Space–Time Distribution, Local Tomography and Seismotectonic Implications. *Pure Appl. Geophys.* 174, 2495–2521. <https://doi.org/10.1007/s00024-017-1571-5>
- Klein, C., 1990. L'évolution géomorphologique de l'Europe hercynienne occidentale et centrale. *Mémoires et Documents de Géographie*. Éditions du Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.
- Klein, G. deVries, 1975. Resedimented Pelagic Carbonate and Volcaniclastic Sediments and Sedimentary Structures in Leg 30 DSDP Cores from the Western Equatorial Pacific. *Geology* 3, 39–42. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1975\)3](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1975)3)
- Lagarde, J.L., Amorese, D., Font, M., Laville, E., Dugué, O., 2003. The structural evolution of the English Channel area. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association* 18, 201–213. <https://doi.org/10.1002/jqs.744>
- Lagarde, J.-L., Baize, S., Amorese, D., Delcaillau, B., Font, M., Volant, P., 2000. Active tectonics, seismicity and geomorphology with special reference to Normandy (France). *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association* 15, 745–758. <https://doi.org/10.1002/1099-1417>

Bibliographie

- Lake, S.D., Karner, G.D., 1987. The structure and evolution of the Wessex Basin, southern England: an example of inversion tectonics. *Tectonophysics* 137, 347–378. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90328-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90328-3)
- Lamarche, J., Bergerat, F., Mansy, J.-L., 1998. Déformations cassantes et plicatives dans le Jurassique du Boulonnais (France), influence lithostructurale et héritage paléozoïque. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 57–63.
- Lautridou, J.P., 1982. La fraction fine des débris de gélifraction expérimentale. *La fraction fine des débris de gélifraction expérimentale* 29, 77–85.
- Le Corre, C., Auvray, B., Ballèvre, M., Robardet, M., 1991. Le Massif Armoricaïn/The Armorican Massif. *Sciences Géologiques, bulletins et mémoires* 44, 31–103.
- Le Gall, B., Authemayou, C., Ehrhold, A., Paquette, J.-L., Bussien, D., Chazot, G., Aouizerat, A., Pastol, Y., 2014. LiDAR offshore structural mapping and U/Pb zircon/monazite dating of Variscan strain in the Leon metamorphic domain, NW Brittany. *Tectonophysics* 630, 236–250. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.026>
- Le Gall, B., Authemayou, C., Graindorge, D., Duperret, A., Kaci, T., Ehrhold, A., Schmitt, T., 2021. Status of Basement Terranes in Orogens: Insights From the Cadomian Domain of the North Armorican Variscides, Western France. *Tectonics* 40. <https://doi.org/10.1029/2020TC006578>
- Le Gall, J., Dugué, O., 2003. La Normandie physique, Chap. I : une longue histoire mouvementée. In : Guérin A. (2003) : La Normandie, bibliothèque du Naturaliste, Delachaux et Niestlé Ed. 10-11.
- Le Roy, P., Gracia-Garay, C., Guennoc, P., Bourillet, J.-F., Reynaud, J.-Y., Thinon, I., Kervevan, P., Paquet, F., Menier, D., Bulois, C., 2011. Cenozoic tectonics of the Western Approaches Channel basins and its control of local drainage systems. *Bulletin de la Société Géologique de France* 182, 451–463. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.182.5.451>
- Leclère, H., Fabbri, O., Daniel, G., Cappa, F., 2012. Reactivation of a strike-slip fault by fluid overpressuring in the southwestern French-Italian Alps. *Geophysical Journal International* 189, 29–37. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05345.x>
- Lefort, J.P., 1975. Le Contrôle du Socle dans L'évolution de la Sedimentation en Manche Occidentale Apres le Paleozoïque: Discussion. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A* 279, 142–143. <https://doi.org/10.1098/rsta.1975.0046>

Bibliographie

- Lefort, J.-P., Aifa, T., 1996. Origine et structuration de l'essai filonien nord-armoricain. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes 323, 981–986.
- Lefort, J.-P., Chambers, P., Danukalova, G., Monnier, J.-L., Osipova, E., Renouf, J., Aoustin, D., Pustoc'h, F., 2020. Did an earthquake located off Jersey trigger a mudflow preserving the only loess outcrop known under the seas? *Journal of the Geological Society* 177, 911–922. <https://doi.org/10.1144/jgs2020-030>
- Lefort, J.P., Segoufin, J., 1978. Etude comparee des structures profondes et des anomalies magnetiques allongees reconnues en manche occidentale et en baie d'audierne: Existence possible d'une suture cryptique au nord-ouest du massif armoricain (France). *Tectonophysics* 46, 65–76. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(78\)90105-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(78)90105-1)
- Lericolais, G., 1997. Evolution du fleuve Manche depuis l'oligocène: stratigraphie et géomorphologie d'une plateforme continentale en régime périglaciaire (Thesis). Université Bordeaux I.
- Lericolais, G., Auffret, J.-P., Bourillet, J.-F., 2003. The Quaternary Channel River: seismic stratigraphy of its palaeo-valleys and deeps. *J. Quaternary Sci.* 18, 245–260. <https://doi.org/10.1002/jqs.759>
- Levret, A., Cushing, M., Peyridieu, G., 1996. Etude des caracteristiques de seismes historiques en France: atlas de 140 cartes macrosimiques. Institut de protection et de sûreté nucléaire.
- Lienert, B.R., Berg, E., Frazer, L.N., 1986. HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares. *Bulletin of the Seismological Society of America* 76, 771–783. <https://doi.org/10.1785/BSSA0760030771>
- Lubert, L., 2022. Mise en place d'un bassin sédimentaire en contexte tectonique polyphasé: l'exemple du bassin Cénozoïque offshore de l'archipel des Ecrehou (Ouest Cotentin) (Mémoire de Master). Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM) et l'Institut de Radioprotection et de Sécurité Nucléaire (IRSN).
- Lurton, X., 2002. An introduction to underwater acoustics: principles and applications. Springer Science & Business Media.
- Mallet, C., Michot, A., De La Torre, Y., Lafon, V., Robin, M., Prevotiaux, B., 2012. Synthèse de référence des techniques de suivi du trait de côte (Rapport BRGM/RP-60616-FR No. 162).

Bibliographie

- Manchuel, K., Pouliquen, S., Vergnault, C., Arroucau, P., Le Roux Mallouf, R., Ritz, J.-F., 2022. Quelle place pour l'imagerie sismique dans la caractérisation des failles en domaine intraplaque ? E3S Web Conf. 342, 04002. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202234204002>
- Manchuel, K., Traversa, P., Baumont, D., Cara, M., Nayman, E., Durouchoux, C., 2018. The French seismic CATalogue (FCAT-17). *Bulletin of Earthquake Engineering* 16, 2227–2251. <https://doi.org/10.1007/s10518-017-0236-1>
- Marin, S., Avouac, J.-P., Nicolas, M., Schlupp, A., 2004. A probabilistic approach to seismic hazard in metropolitan France. *Bulletin of the Seismological Society of America* 94, 2137–2163.
- Martin, E., François, C., Paquette, J.-L., Capdevilla, R., Lejeune, A.-M., 2018. Petro-geochemistry and zircon U-Pb dating of the late Variscan Flamanville granodiorite and its Paleoproterozoic basement (Normandy, France). *Géologie de la France* 34.
- Masclé, A., Cazes, M., 1987. La couverture sédimentaire du Bassin parisien le long du profil ECORS-Nord de la France. *Revue de l'Institut français du pétrole* 42, 303–316.
- Masson, C., Mazzotti, S., Vernant, P., Doerflinger, E., 2019. Extracting small deformation beyond individual station precision from dense Global Navigation Satellite System (GNSS) networks in France and western Europe. *Solid Earth* 10, 1905–1920. <https://doi.org/10.5194/se-10-1905-2019>
- Matte, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics* 126, 329–374. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90237-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90237-4)
- Mazabraud, Y., Béthoux, N., Delouis, B., 2013. Is earthquake activity along the French Atlantic margin favoured by local rheological contrasts? *Comptes Rendus Geoscience* 345, 373–382. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2013.07.004>
- Mazabraud, Y., Béthoux, N., Deroussi, S., 2005. Characterisation of the seismological pattern in a slowly deforming intraplate region: Central and western France. *Tectonophysics* 409, 175–192. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.08.021>
- Mazzotti, S., 2020. Processes and deformation rates generating seismicity in metropolitan France and conterminous Western Europe. *Bulletin de la Société Géologique de France* 191, 19. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2020019>
- Mazzotti, S., Jomard, H., Masson, F., 2020. Processes and deformation rates generating seismicity in metropolitan France and conterminous Western Europe. *BSGF - Earth Sciences Bulletin* 191, 1–20. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2020019>

Bibliographie

- McHone, J.G., Ross, M.E., Greenough, J.D., Halls, H., Fahrig, W., 1987. Mesozoic dyke swarms of eastern North America. Mafic dyke swarms. Edited by HC Halls and WF Fahrig. Geological Association of Canada, Special Paper 34, 279–288.
- Medvedev, S.V., Sponheuer, W., Karnik, V., 1965. Seismic intensity scale version MSK 1964. United nation educational, scientific and cultural organization, Paris 7.
- Montadert, L., de Charpal, O., Roberts, D., Guennoc, P., Sibuet, J.-C., 1979. Northeast Atlantic passive continental margins: Rifting and subsidence processes, in: Talwani, M., Hay, W., Ryan, W.B.F. (Eds.), Maurice Ewing Series. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 154–186. <https://doi.org/10.1029/ME003p0154>
- Nalpas, T., 1994. Inversion des grabens du sud de la mer du Nord : données de sub-surface et modélisation analogique (Thèse de doctorat). Université de Rennes 1, 246.
- Nexer, M., 2015. Etude conjointe des réseaux de drainage et des paléocôtes plio-quaternaires soulevées : exemples de l'Indonésie et du golfe Normand Breton. Université de Caen Normandie. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.36395.13600>
- Nexer, M., Authemayou, C., Schildgen, T., Hantoro, W.S., Molliex, S., Delcaillau, B., Pedroja, K., Husson, L., Regard, V., 2015. Evaluation of morphometric proxies for uplift on sequences of coral reef terraces: A case study from Sumba Island (Indonesia). *Geomorphology* 241, 145–159. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.03.036>
- Nicolas, M., Bethoux, N., Madeddu, B., 1998. Instrumental seismicity of the Western Alps: a revised catalogue. *pure and applied geophysics* 152, 707–731.
- Nicolas, M., Santoire, J.P., Delpech, P.Y., 1990. Intraplate seismicity: new seismotectonic data in Western Europe. *Tectonophysics* 179, 27–53. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90354-B](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90354-B)
- Paquet, F., Menier, D., Estournès, G., Bourillet, J.-F., Leroy, P., Guillocheau, F., 2010. Buried fluvial incisions as a record of Middle–Late Miocene eustasy fall on the Armorican Shelf (Bay of Biscay, France). *Marine Geology* 268, 137–151.
- Paquin, C., Froidevaux, C., Souriau, M., 1978. Mesures directes des contraintes tectoniques en France septentrionale. *Bulletin de la Société Géologique de France S7-XX*, 727–731. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XX.5.727>
- Pareyn, C., 1954. Le bassin houiller de Littry (Calvados). Imprimerie Nationale.

Bibliographie

- Pareyn, C., 1980. Mise en évidence d'une activité néotectonique pliocène et quaternaire dans le Cotentin, le bassin de Carentan et le Bessin (Manche et Calvados). *Bulletin de la Société Géologique de France S7-XXII*, 695–701. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XXII.4.695>
- Pareyn, C., L'Homer, A., 1989. Le bassin permien de Carentan. Synthèse des bassins permien français–Mém. BRGM 128, 288.
- Paris, F., JeGouzo, P., Allegre, C., Bocquier, G., 1976. La Bordure Mancellia-synclinorium Median Armoricaïn: une limite géotectonique majeure de l'édifice Armoricaïn. *AlleGre*, cJ, Bocquier, G., et al.
- Pedoja, Jara-Muñoz, J., De Gelder, G., Robertson, J., Meschis, M., Fernandez-Blanco, D., Nexer, M., Poprawski, Y., Dugué, O., Delcaillau, B., Bessin, P., Benabdelouahed, M., Authemayou, C., Husson, L., Regard, V., Menier, D., Pinel, B., 2018. Neogene-Quaternary slow coastal uplift of Western Europe through the perspective of sequences of strandlines from the Cotentin Peninsula (Normandy, France). *Geomorphology* 303, 338–356. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.11.021>
- Perrot, J., Arroucau, P., Guilbert, J., Déverchère, J., Mazabraud, Y., Rolet, J., Mocquet, A., Mousseau, M., Matias, L., 2005. Analysis of the Mw 4.3 Lorient earthquake sequence: a multidisciplinary approach to the geodynamics of the Armorican Massif, westernmost France. *Geophysical Journal International* 162, 935–950. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02706.x>
- Peucat, J.-J., Auvray, B., Hirbec, Y., Calvez, J.-Y., 1984. Granites et cisaillements hercyniens dans le Nord du Massif Armoricaïn ; géochronologie Rb-Sr. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 1365–1373.
- Piqué, A., Laville, E., 1996. The central Atlantic rifting: Reactivation of Palaeozoic structures? *Journal of Geodynamics* 21, 235–255.
- Pomerol, C., Renard, M., Lagabrielle, Y., Renard, M., 1989. *Éléments de géologie*. Armand Colin.
- Power, G.M., Brewer, T.S., D'Lemos, R.S., 1990. The post-tectonic Cadomian plutonic complex of La Hague, Manche, N. France. *SP* 51, 261–272. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.051.01.16>
- Rabu, D., Chauvel, J.-J., Chantraine, J., 1983. Le domaine interne de la chaîne cadomienne dans le Massif Armoricaïn. Etude lithostratigraphique, géochimique et structurale le long d'une transversale en Baie de Saint-Brieuc et dans le Pays de Lamballe (Côtes-du-Nord). Documents-BRGM.

Bibliographie

- Raimbault, C., 2017. Evolution géomorphologique du littoral granitique sud-armoricain: approche terre-mer (Thèse de doctorat). Normandie Université.
- Raimbault, C., Duperret, A., Le Gall, B., Authemayou, C., 2018. Structural inheritance and coastal geomorphology in SW Brittany, France: An onshore/offshore integrated approach. *Geomorphology* 306, 141–154. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.01.018>
- Reasenber, P., Oppenheimer, D., 1985. US Geological Survey Open-File Report.
- RESIF, 1995. RESIF-RLBP French Broad-band network, RESIF-RAP strong motion network and other seismic stations in metropolitan France. <https://doi.org/10.15778/RESIF.FR>
- RESIF, 2018. CEA/DASE broad-band permanent network in metropolitan France. <https://doi.org/10.15778/RESIF.RD>
- Riley, S.J., DeGloria, S.D., Elliot, R., 1999. Index that quantifies topographic heterogeneity. *intermountain Journal of sciences* 5, 23–27.
- Roberts, D.G., Montadert, L., CHARPAL, D., 1981. Continental margin from the Porcupine Seabight to the Armorican marginal basin.
- Rolet, J., Gresselin, F., Jegouzo, P., Ledru, P., Wyns, R., 1994. Intracontinental hercynian events in the Armorican Massif, in: *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*. Springer, pp. 195–219.
- Rothé, E., Lacoste, J., Hée, A., 1928. Les tremblements de terre en France et aux colonies. *Annal institut physique du globe (Strasbourg)* 84–93.
- Rothé, J.-P., Peterschmitt, E., 1950. *Etude séismique des explosions d'Haslach*. impr. Alsacienne.
- Samson, S.D., D'Lemos, R.S., Miller, B.V., Hamilton, M.A., 2005. Neoproterozoic palaeogeography of the Cadomia and Avalon terranes: constraints from detrital zircon U–Pb ages. *Journal of the Geological Society* 162, 65–71. <https://doi.org/10.1144/0016-764904-003>
- Sánchez-Sesma, F.J., Rodríguez, M., Iturrarán-Viveros, U., Luzón, F., Campillo, M., Margerin, L., García-Jerez, A., Suarez, M., Santoyo, M.A., Rodríguez-Castellanos, A., 2011. A theory for microtremor H/V spectral ratio: application for a layered medium. *Geophysical Journal International* 186, 221–225. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05064.x>
- Scotti, O., Baumont, D., Quenet, G., Levret, A., 2004. The French macroseismic database SISFRANCE: objectives, results and perspectives. *Annals of geophysics*.

Bibliographie

- Snoke, J.A., Lee, W.H.K., Kanamori, H., Jennings, P.C., Kisslinger, C., 2003. FOCMEC: Focal mechanism determinations. *International handbook of earthquake and engineering seismology* 85, 1629–1630.
- Steffen, R., Steffen, H., Wu, P., Eaton, D.W., 2014. Stress and fault parameters affecting fault slip magnitude and activation time during a glacial cycle. *Tectonics* 33, 1461–1476. <https://doi.org/10.1002/2013TC003450>
- Strachan, R.A., D’Lemos, R.S., Dallmeyer, R.D., 1996. Neoproterozoic evolution of an active plate margin: North Armorican Massif, France, in: *Special Paper 304: Avalonian and Related Peri-Gondwanan Terranes of the Circum-North Atlantic*. Geological Society of America, pp. 319–332. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2304-3.319>
- Suzzoni, J.M., 1988. Tectonique cassante cenozoïque polyphasée sur la marge armoricaine du bassin de Paris (France). *Bulletin de la Société Géologique de France* IV, 995–1002. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.IV.6.995>
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Moradi, A.S., Paul, A., 2005. The 2003 December 26 Bam earthquake (Iran), Mw 6.6, aftershock sequence. *Geophysical Journal International* 163, 90–105. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02639.x>
- Thinon, I., 1999. Structure profonde de la Marge Nord Gascogne et du Bassin Armoricaïn (Thèse de doctorat). Université de Bretagne Occidentale, BREST.
- Thinon, I., Fidalgo-González, L., Réhault, J.-P., Olivet, J.-L., 2001. Déformations pyrénéennes dans le golfe de Gascogne. *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 332, 561–568. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(01\)01576-2](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01576-2)
- Thinon, I., Menier, D., Guennoc, P., Proust, J.-N., 2009. Carte géologique de la France à 1/250 000: Marge continentale–Lorient Bretagne Sud Première édition.
- Tucker, R.M., Arter, G., 1987. The tectonic evolution of the North Celtic Sea and Cardigan Bay basins with special reference to basin inversion. *Tectonophysics* 137, 291–307.
- Van Hoorn, B., 1987. The south Celtic Sea/Bristol Channel Basin: origin, deformation and inversion history. *Tectonophysics* 137, 309–334.
- van Vliet-Lanoë, B., Laurent, M., Bahain, J.L., Balescu, S., Falguères, C., Field, M., Hallégouët, B., Keen, D.H., 2000. Middle Pleistocene raised beach anomalies in the English Channel: regional and global stratigraphic implications. *Journal of Geodynamics* 29, 15–41. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(99\)00063-0](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(99)00063-0)

Bibliographie

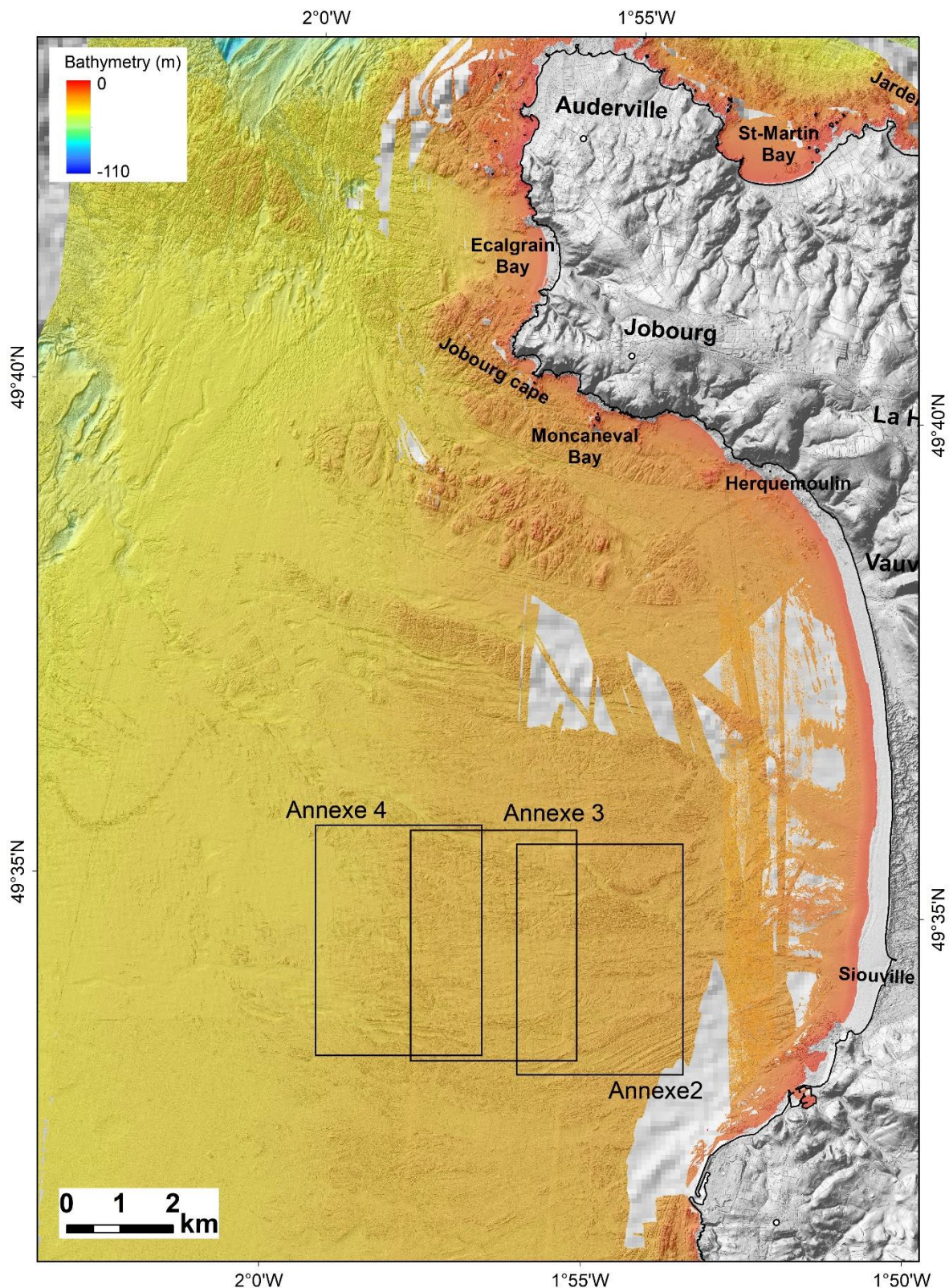
- Van Vliet-Lanoë, B., Mansy, J.-L., Henriët, J.-P., Laurent, M., Vidier, J.-P., 2004. Une inversion tectonique cénozoïque par étapes : le Pas-de-Calais. *Bulletin de la Société Géologique de France* 175, 175–195. <https://doi.org/10.2113/175.2.175>
- Van Vliet-Lanoë, B., Vandenberghe, N., Laurent, M., Laignel, B., Lauriat-Rage, A., Louwye, S., Mansy, J.-L., Mercier, D., Hallégouët, B., Laga, P., Laquement, F., Meilliez, F., Michel, Y., Moguedet, G., Vidier, J.-P., 2002. Palaeogeographic evolution of northwestern Europe during the Upper Cenozoic. *Geodiversitas* 24, 511–541.
- Vandycke, S., Bergerat, F., 2001. Brittle tectonic structures and palaeostress analysis in the Isle of Wight, Wessex basin, southern U.K. *Journal of Structural Geology* 23, 393–406. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00125-5](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00125-5)
- Veinante-Delhayé, A., Santoire, J.P., 1980. Sismicité récente de l'Arc Sud-Armoricain et du Nord-Ouest du Massif central ; mécanismes au foyer et tectonique. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 93–102.
- Vernant, P., Hivert, F., Chéry, J., Steer, P., Cattin, R., Rigo, A., 2013. Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges. *Geology* 41, 467–470. <https://doi.org/10.1130/G33942.1>
- Vernhet, Y., Baize, S., Coutard, J.P., Langevin, C., 1999. Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50,000), feuille Balleroy (118). BRGM, Orléans.
- Vigneresses, J.-L., 1988. La fracturation post-hercynienne du Massif armoricain d'après les données géophysiques. *Géologie de la France* 4, 3–10.
- Watts, M.J., Williams, G.D., 1979. Fault rocks as indicators of progressive shear deformation in the Guingamp region, Brittany. *Journal of Structural Geology* 1, 323–332. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(79\)90007-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(79)90007-5)
- Whittaker, A., 1985. Atlas of onshore sedimentary basins in England and Wales: post-Carboniferous tectonics and stratigraphy. Blackie Glasgow.
- Wilson, M.F.J., O'Connell, B., Brown, C., Guinan, J.C., Grehan, A.J., 2007. Multiscale Terrain Analysis of Multibeam Bathymetry Data for Habitat Mapping on the Continental Slope. *Marine Geodesy* 30, 3–35. <https://doi.org/10.1080/01490410701295962>
- Wyns, R., Guillocheau, F., 1999. Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux, in: Documents du BRGM. Géologie régionale et générale. Presented at the Colloque GéoFrance 3D, pp. 103–108.

Bibliographie

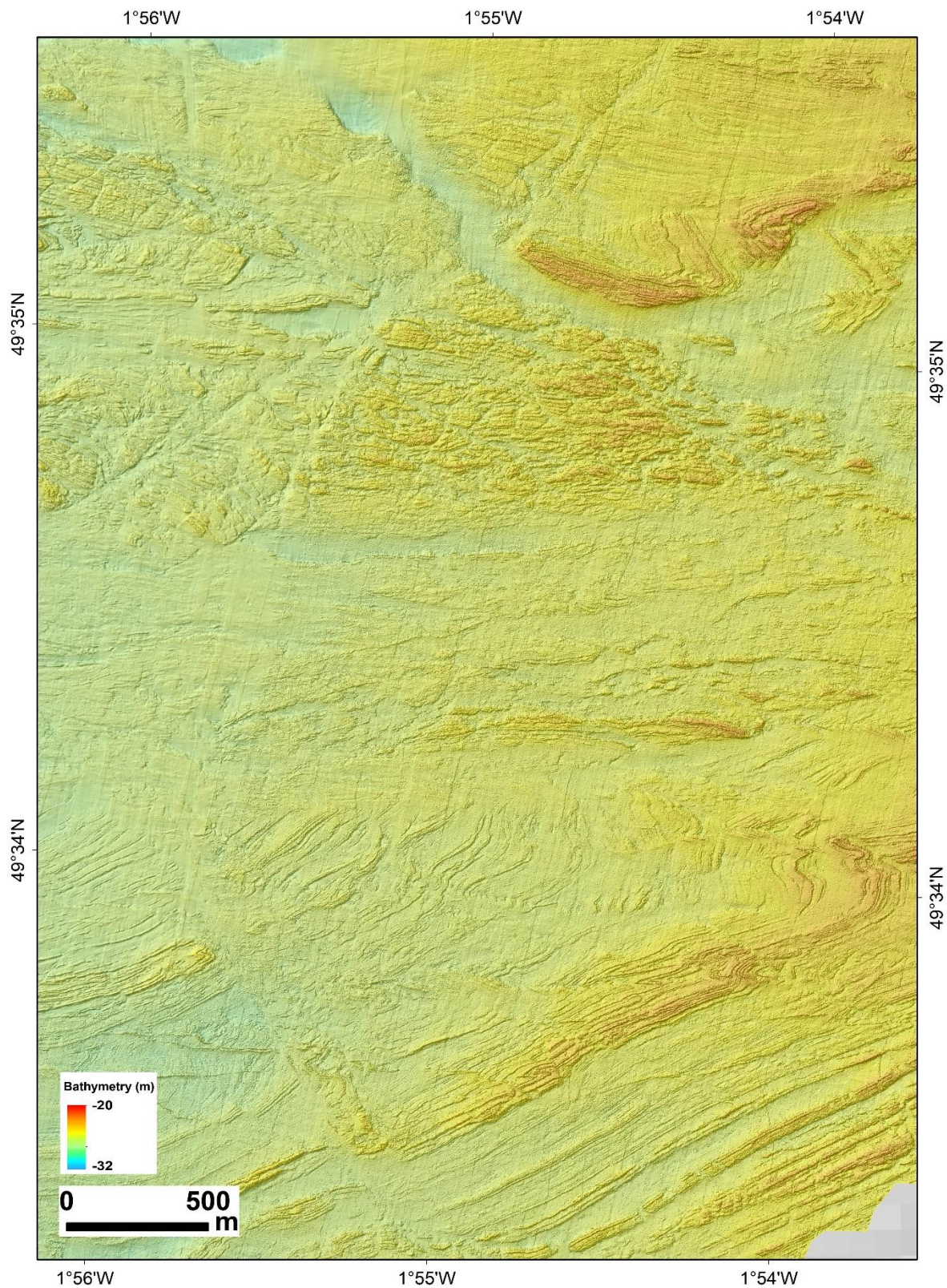
- Wyns, R., Quesnel, F., Simon-Coincon, R., Guillocheau, F., Lacquement, F., 2003. Major weathering in France related to lithospheric deformation, in: *Géologie de la France*. Presented at the Paleoweathering and Paleosurfaces in the Ardennes-Eifel region, pp. 79–87.
- Yilmaz, Ö., 2001. *Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data*. Society of exploration geophysicists.
- Ziegler, A.M., Scotese, C., McKerrow, W., Johnson, M., Bambach, R., 1979. Paleozoic Paleogeography. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 7, 473–502. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.07.050179.002353>
- Ziegler, P., 1990. *Geological atlas of western and central Europe*, 239 pp. Mijdrecht: Shell International Petroleum.
- Ziegler, P.A., 1981. Evolution of sedimentary basins in North-West Europe.
- Ziegler, P.A., 1986. Geodynamic model for the Palaeozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. *Tectonophysics* 126, 303–328. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90236-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90236-2)
- Ziegler, P.A., 1987. Evolution of the Western Approaches Trough. *Tectonophysics* 137, 341–346. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90327-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90327-1)
- Ziegler, Peter A., Cloetingh, S., van Wees, J.-D., 1995. Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics* 252, 7–59. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00102-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00102-6)
- Ziegler, Peter A, Cloetingh, S., van Wees, J.-D., 1995. Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics* 7–59.

Annexes

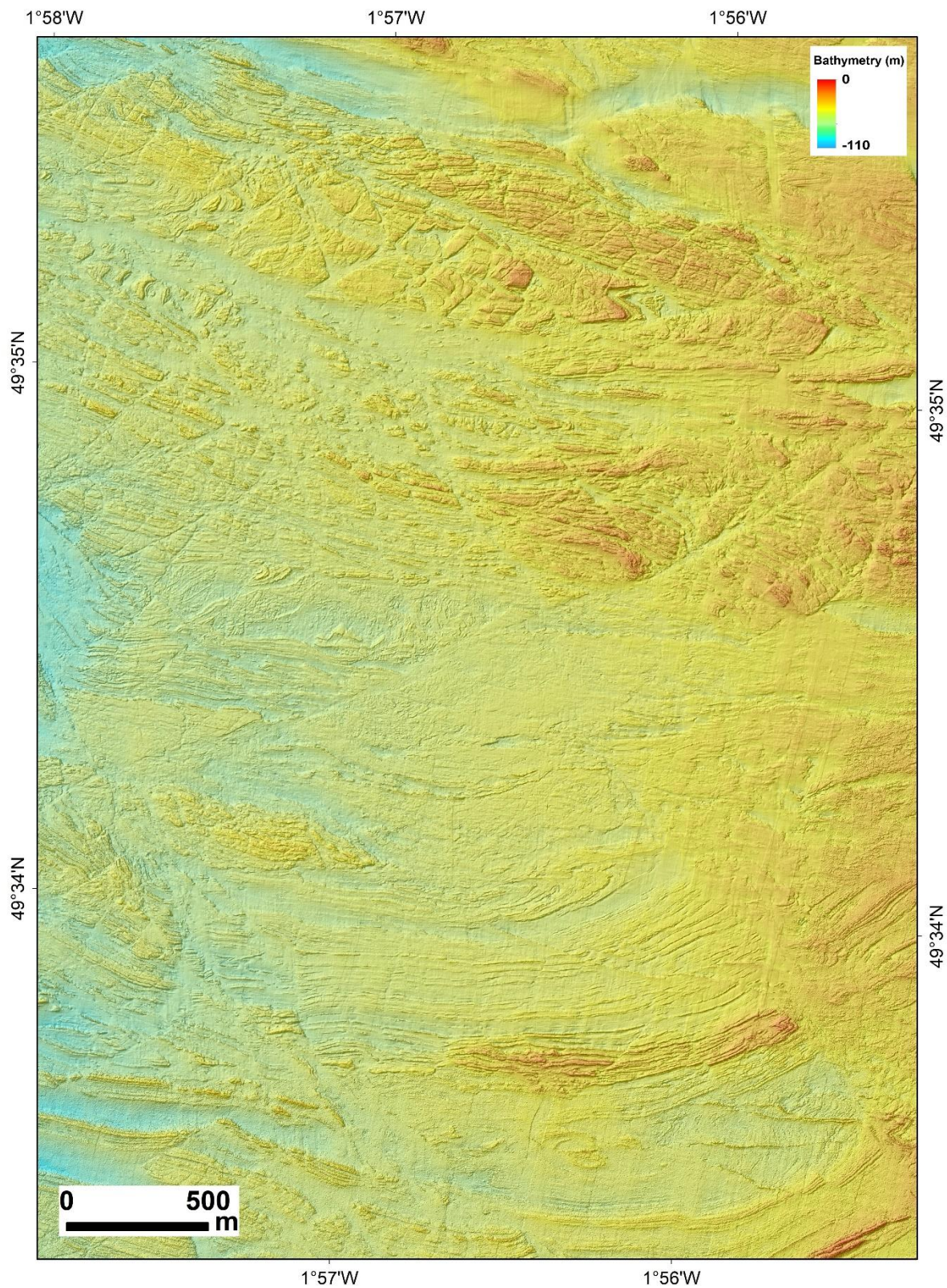
Annexes chapitre II



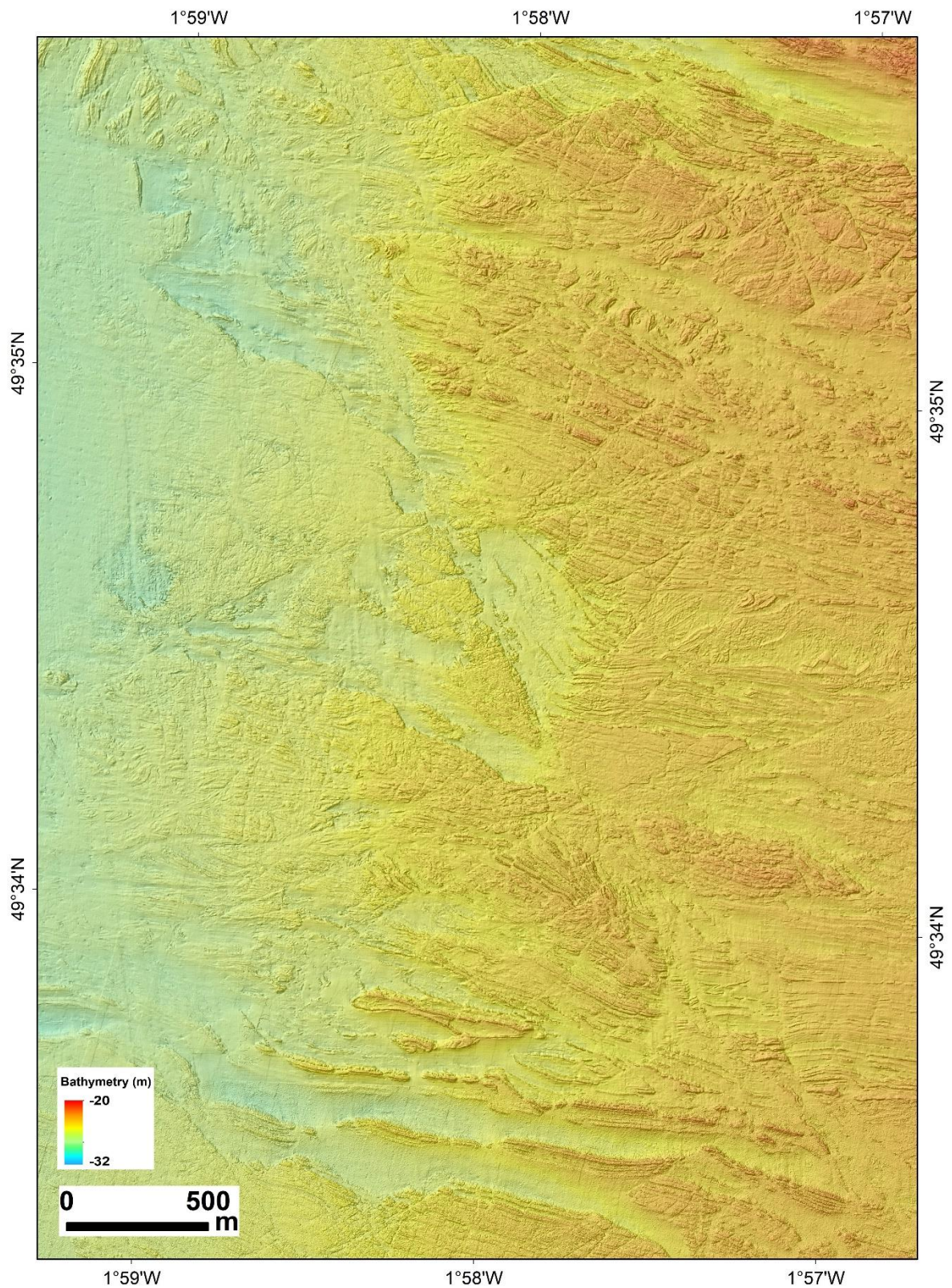
Annexe 1 : MNT des données bathymétriques existantes du SHOM (ombrage à un azimut de 315° et une exagération verticale de 10) et des données des campagnes : BATAGUE (Bailly Du Bois, 2008 et 2010), COCOTEC (Duperret, 2019) et EMECHAT (Graindorge, 2022) au nord-ouest du Cotentin. Les encarts en noir représentent les zooms présentés dans les annexes (2, 3, 4).



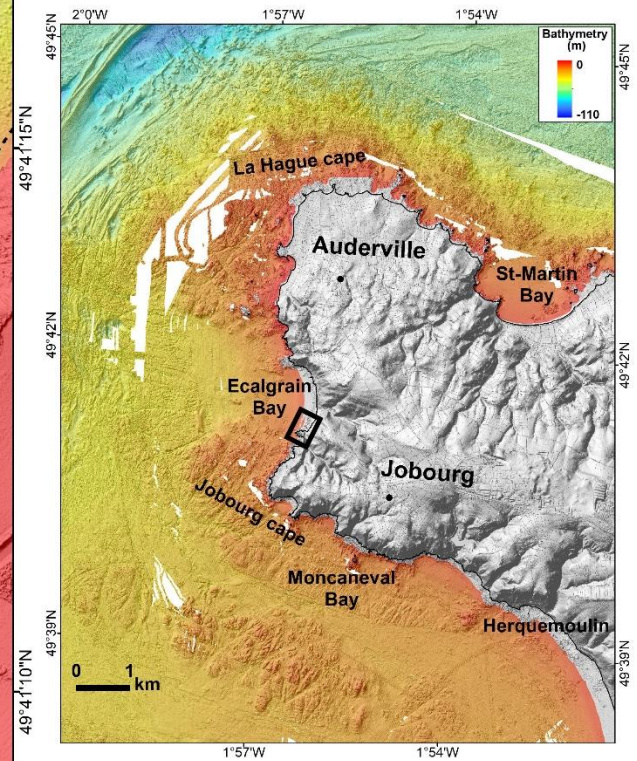
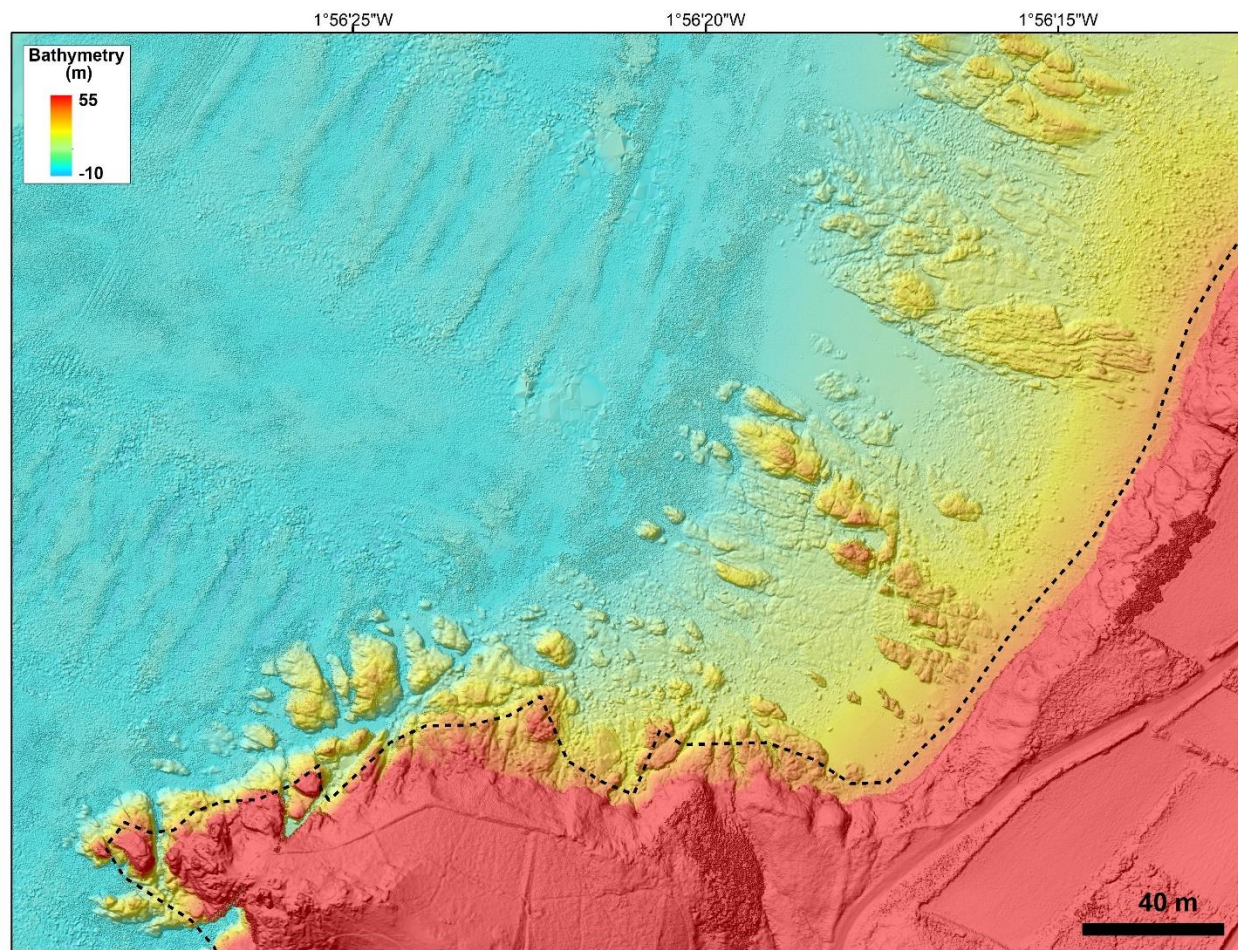
Annexe 2 : Extrait de la carte topo-bathymétrique (MNT) couvrant la partie offshore du sud de La Hague au large de la baie de Vauville. Le MNT met en évidence des unités géologiques affectées par une déformation ductile (plis) et par un réseau de failles.



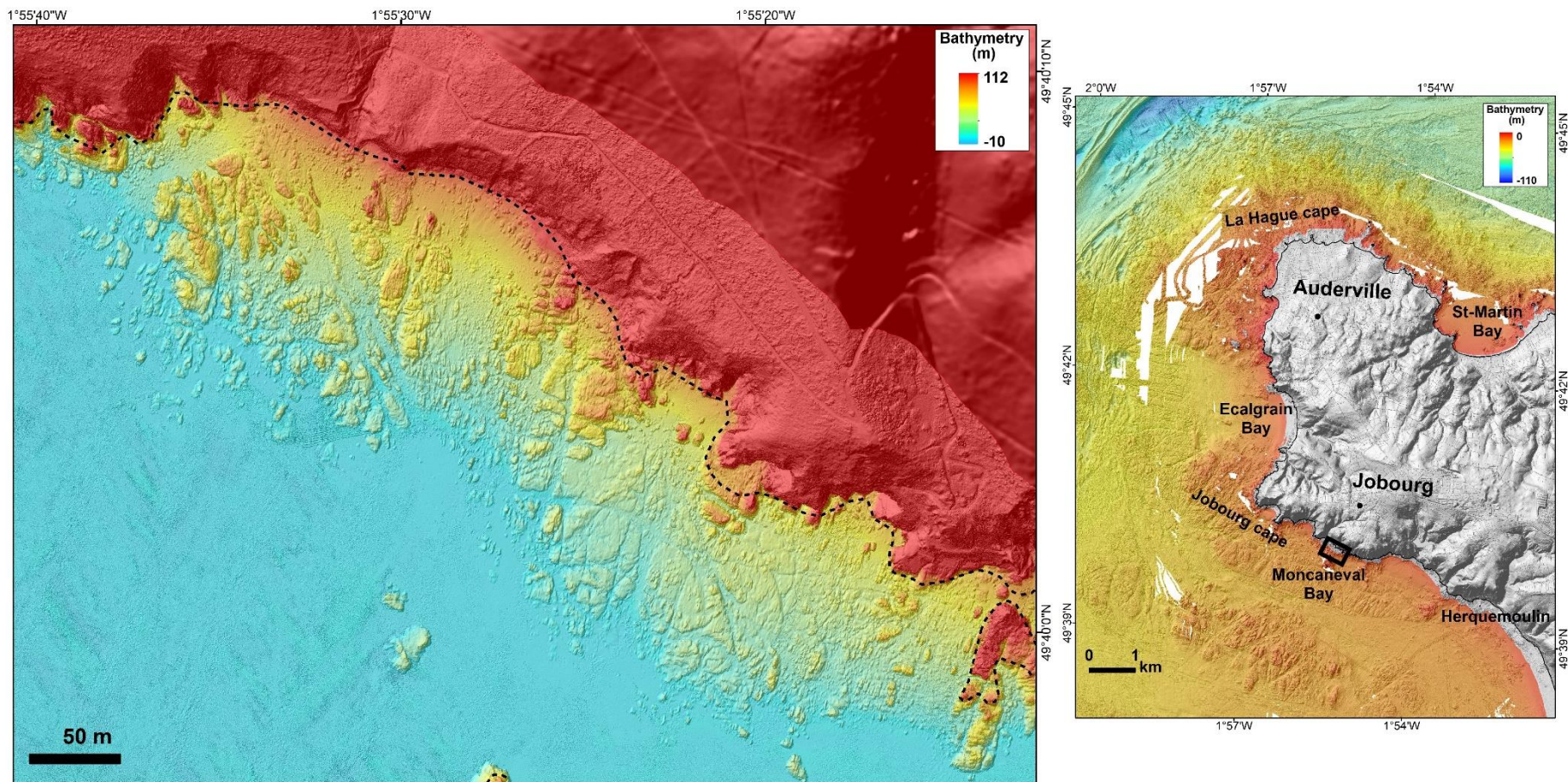
Annexe 3 : Extrait de la carte topo-bathymétrique (MNT) au large de la baie de Vauville, sud de La Hague montrant des unités géologiques plissées et affectées par un réseau de failles.



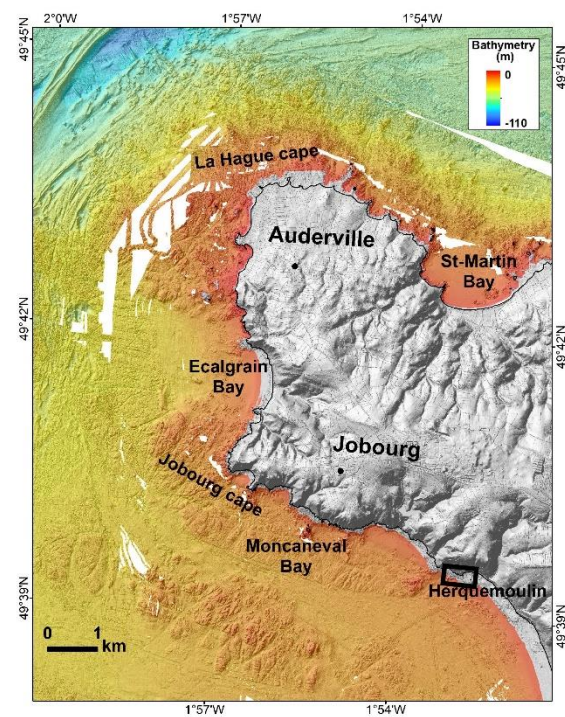
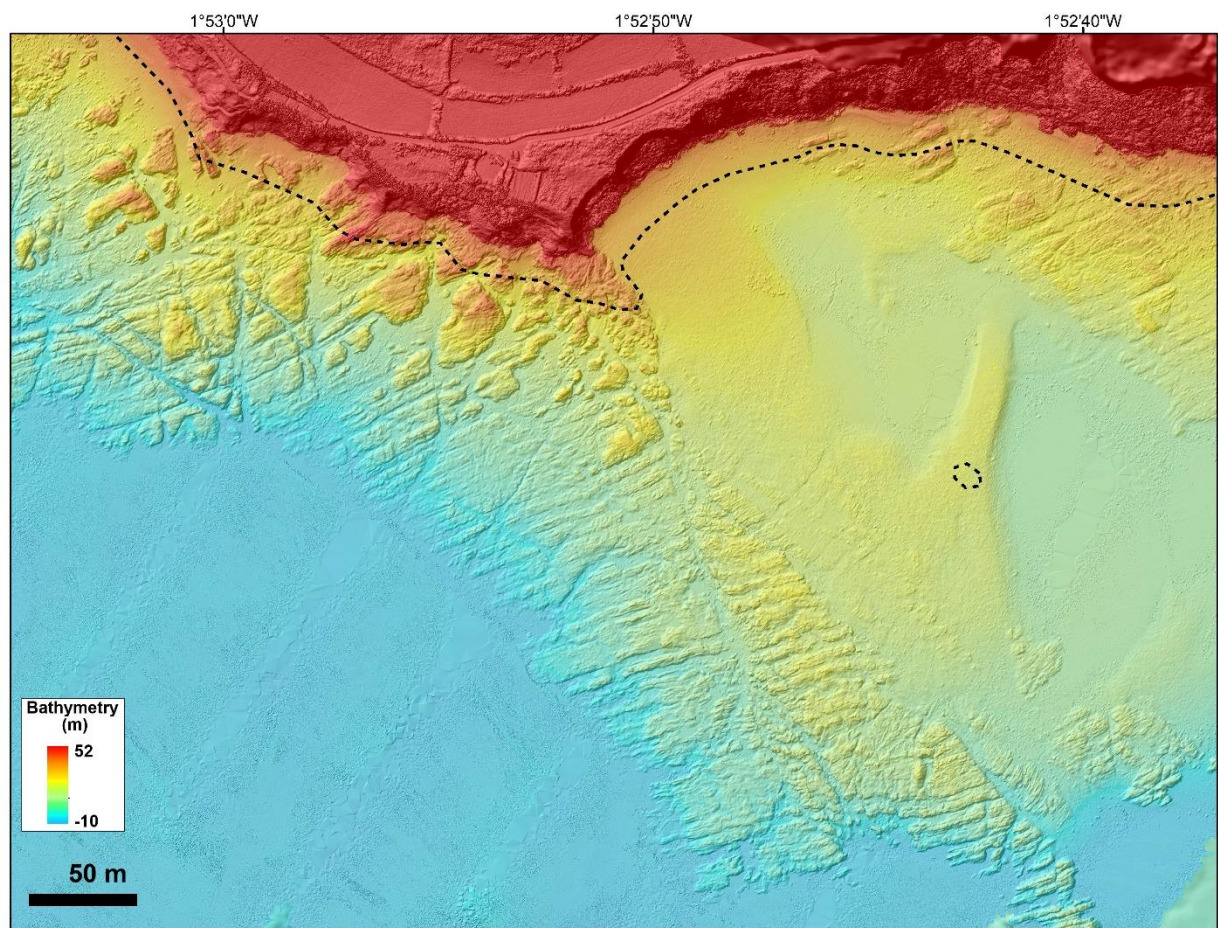
Annexe 4 Extrait de la carte topo-bathymétrique (MNT) au large de la baie de Vauville, sud de La Hague montrant des unités géologiques affecté par un réseau de faille NW-SE et NE-SW.



Annexe 5 : Nouvelles donnée topo-bathymétrique (LiDAR) haute résolution acquise au sud de la baie d'Ecalgrain lors de la mission CHERBOURG 2022 avec une résolution planimétrique de 10 cm.

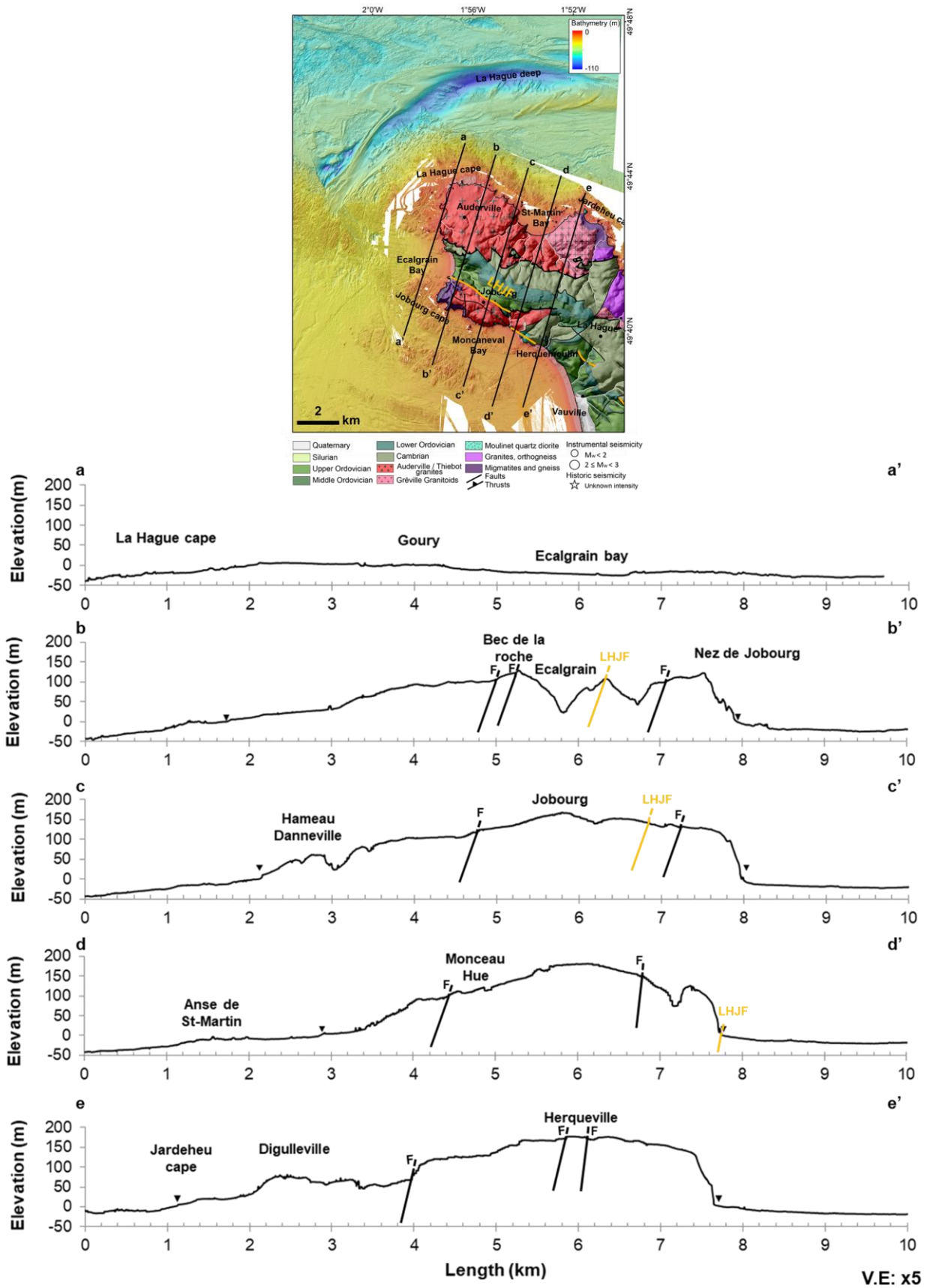


Annexe 6 : Donnée LiDAR topo-bathymétrique haute résolution acquise au sud de la baie de Moncaneval lors de la mission CHERBOURG 2022 avec une résolution planimétrique de 10 cm (ombrage à un azimut de 315° et une exagération verticale de 10).

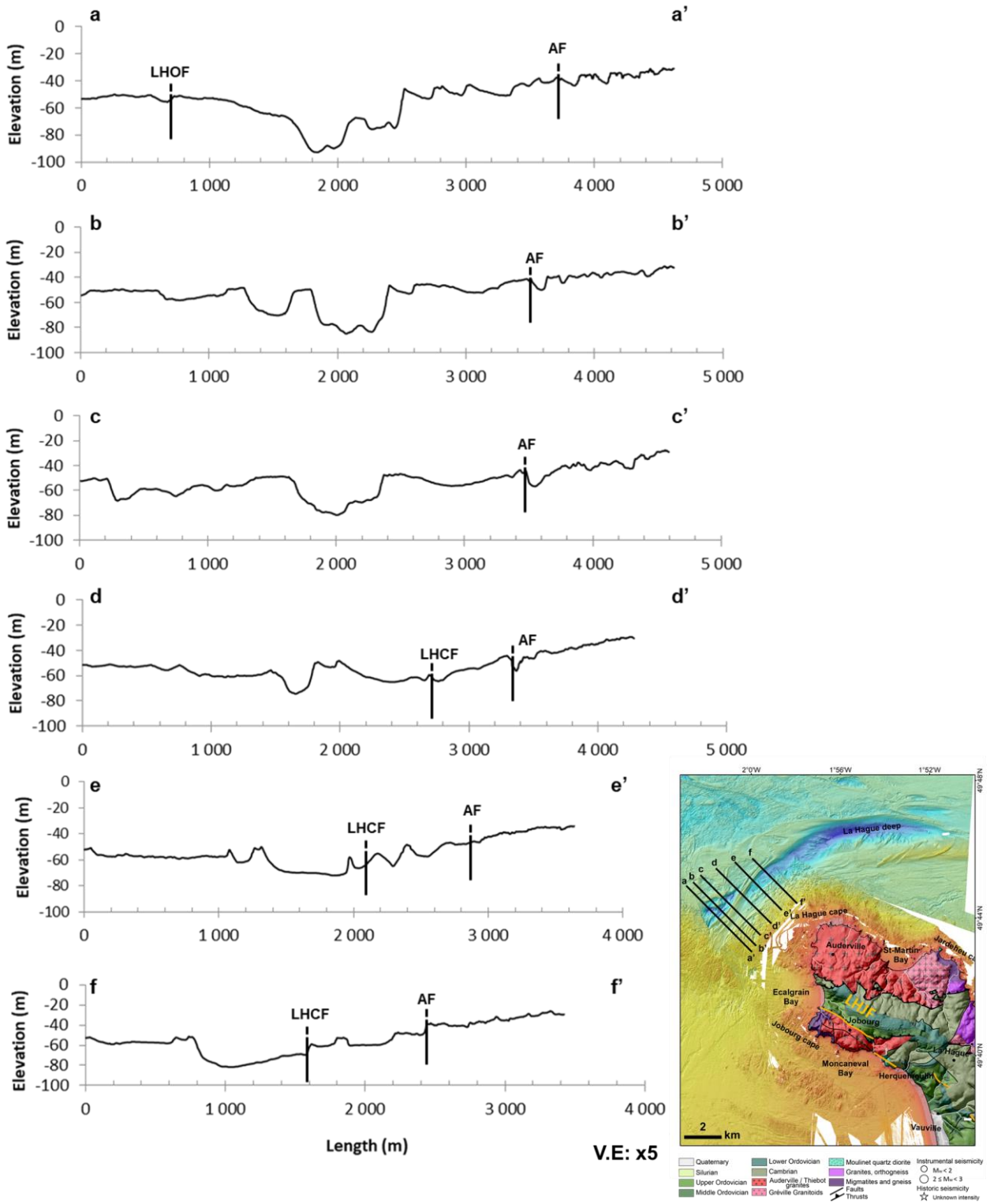


Annexe 7 : MNT de la donnée topo-bathymétrique (LiDAR) haute résolution (ombrage à un azimut de 315° et une exagération verticale de 10), acquise au niveau du platier d'Herquemoulin (CHERBOURG 2022) avec une résolution planimétrique de 10 cm.

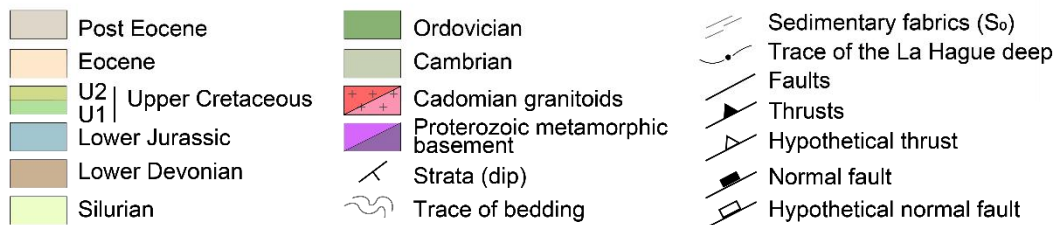
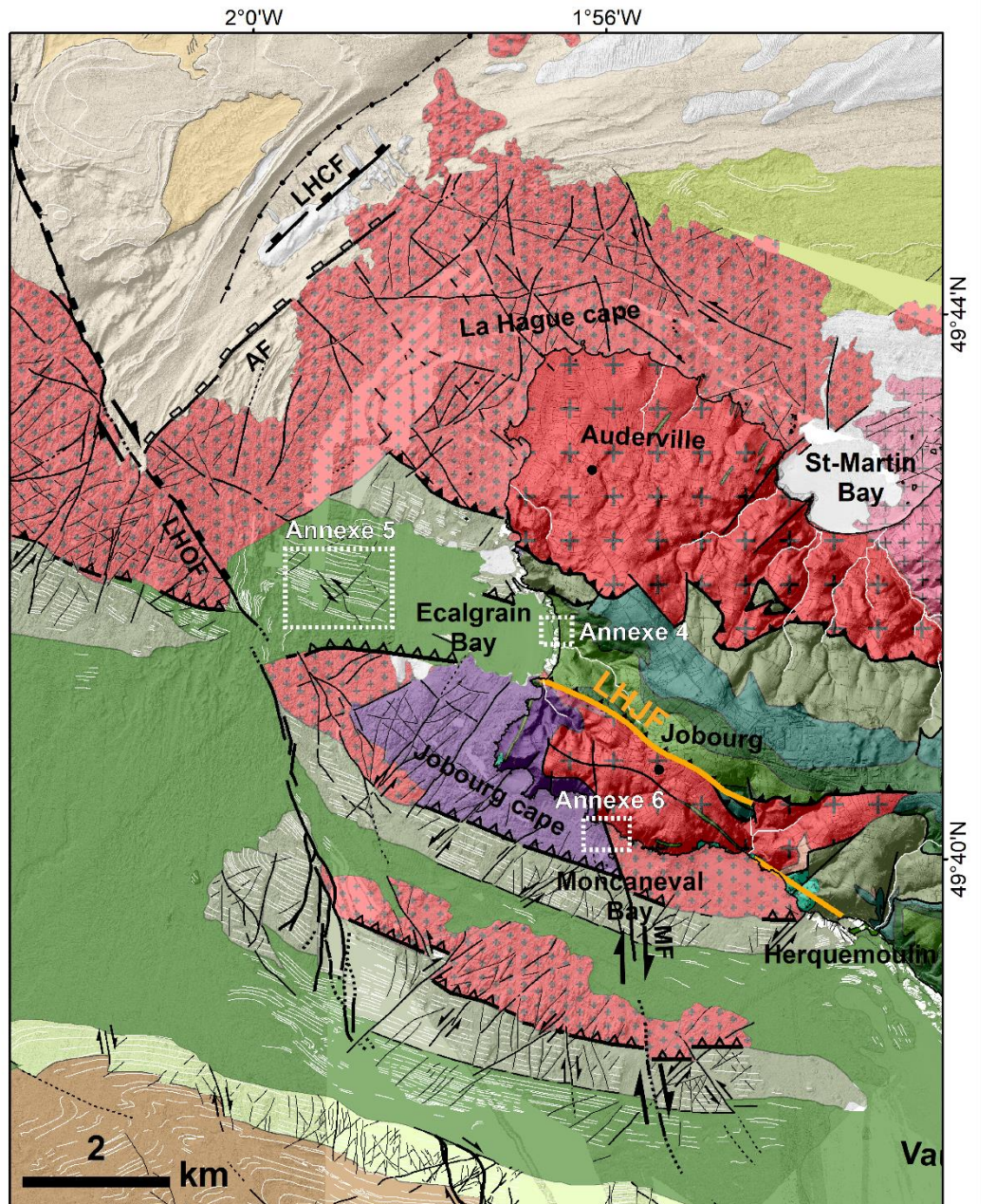
Annexes chapitre III



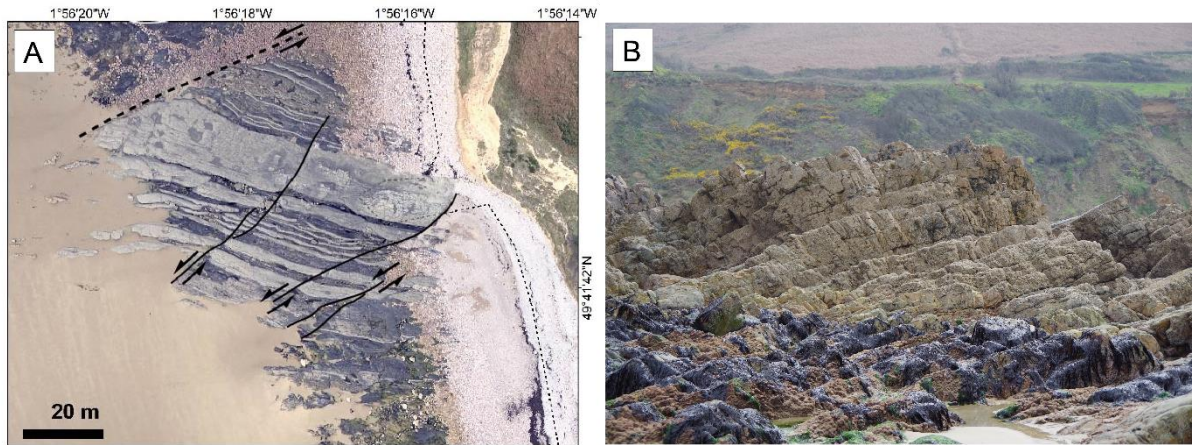
Annexe 8 : Géomorphologie terre-mer de la pointe du Cotentin (cap de La Hague). Profils topobathymétriques recoupant la Faille de La Hague-Jobourg (LHJF), potentiellement active dans la BDFA (Jomard et al., 2017), représentée en trait épais orange.



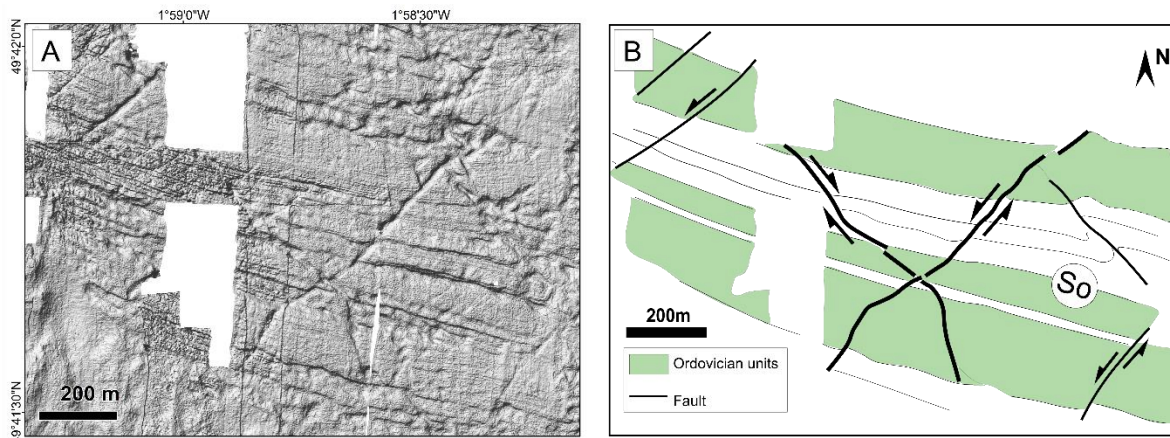
Annexe 9 : Ensemble de profils bathymétriques NW-SE recoupant la fosse de La Hague et l'ensemble des failles identifiées dans le chapitre III en offshore du cap de La Hague.



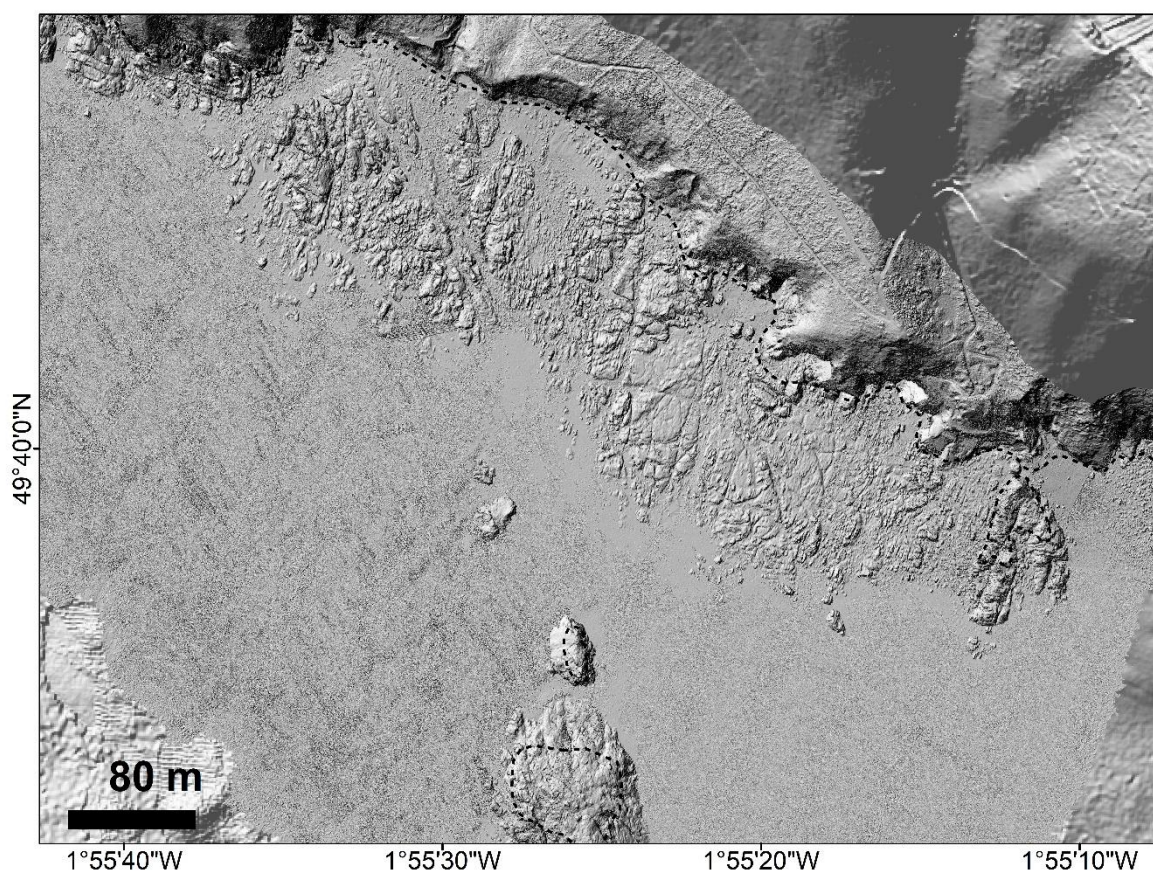
Annexe 10 : Section de la carte géologique onshore/offshore de la péninsule du Cotentin nord-ouest obtenue dans le cadre de notre étude. LHDF : Faille Profonde de La Hague ; LHOF : Faille Offshore de La Hague ; LCHF : Faille du Cap de La Hague ; AF : Faille d'Auderville ; MF : Faille de Moncaneval, LHJF : La Hague Jobourg Fault. Les encarts en blanc représentent des analyses structurales de détails sur certaines zones complémentaires à notre étude.



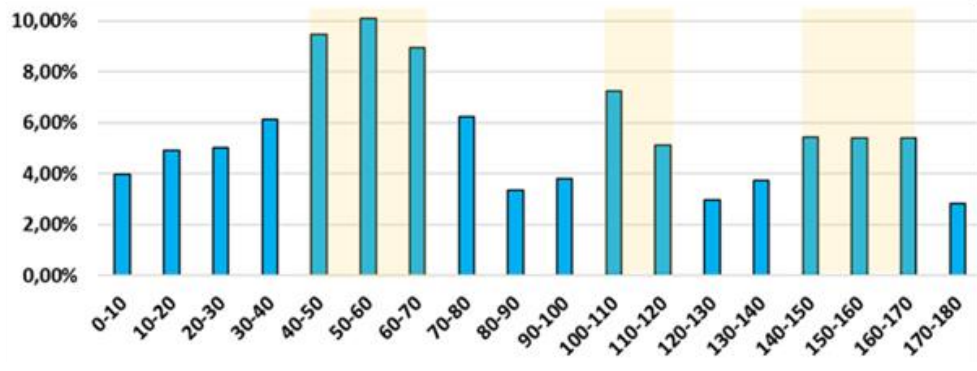
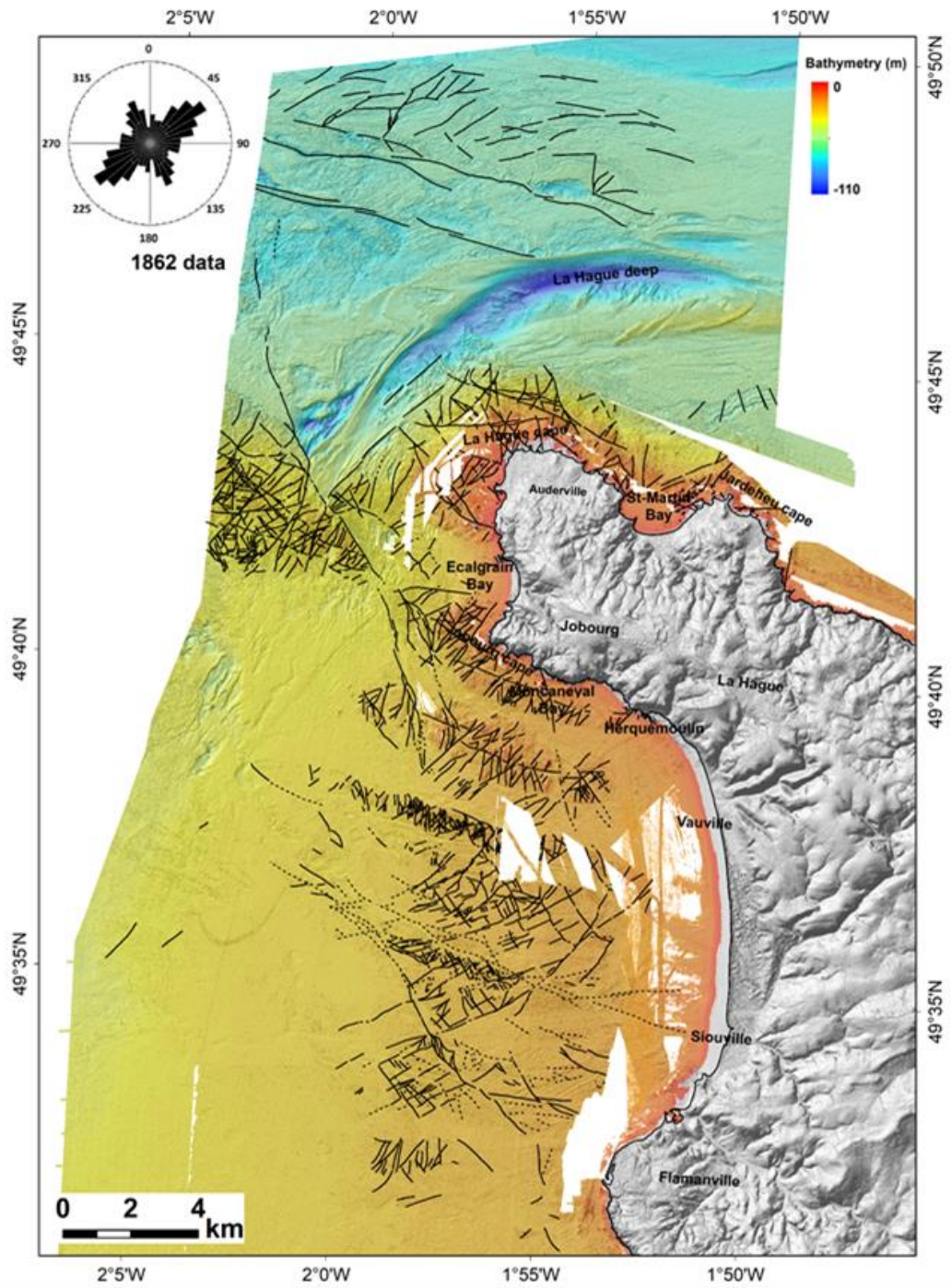
Annexe 11 : Les failles conjuguées N40°-N60°E associées aux zones de faille majeures La Hague Offshore Fault (LHOF) et Moncaneval Fault (MF) de directions n150°-N160°E, identifiées dans les unités ordoviciennes. A) : Orthophotographie ROL de 2020 der la plateforme littorale à la baie d'Ecalgrain montrant les unités du l'Ordovicien. (c) Photographie de la formation des Grès de May dans la partie nord de la baie d'Ecalgrain.



Annexe 12 : Ombrage du MNT des données bathymétriques à haute résolution du SHOM montrant des plans de stratification de directions N100°E (S_0) avec un espacement irrégulier dans l'unité de l'Ordovicien. (b) Interprétation structurale associée montrant deux systèmes de failles en décrochement conjuguées, dextre de direction N150°E et senestre N040°E.



Annexe 13 : Ombrage des données LiDAR acquises par drone durant la campagne CHERBOURG (CNAM/Intechmer, 2022) au niveau de la plateforme littorale à la baie de Moncaneval (est du cap de Jobourg) à un azimut de 315° et une exagération verticale de 10.



Annexe 14 : Analyse lineamentaire offshore du Nord-Ouest Cotentin.

Annexes chapitre IV

Catalogue de sismicité CP – GNB

Nº	ID	Date	Time	Long.	Lat.	Intensity (Io)	M _w FCAT-17	Err-Mw	Depth (km)	QIE	QPOS
1	500003	2/11/1091	01:01:01	-1.6	48.8		4	0,44			E
2	350002	1/1/1112	01:01:01	-1.75	48.55		3,2	0,51		I	I
3	500007	14/4/1155	05:01:01	-1.517	48.633		3,2	0,51			I
4	500008	1/1/1160	06:01:01	-1.1	49.117		3,2	0,51		I	I
5	500009	16/2/1168	01:01:01	-1.517	48.633		3,2	0,51			I
6	500010	29/9/1182	01:01:01	-1.517	48.633		3,2	0,51			I
7	140002	23/9/1241	20:01:01	-0.367	49.183	5	4	0,49		C	D
8	140004	6/10/1544	21:01:01	-0.7	49.283	5	4	0,49		I	I
9	500011	12/11/1584	19:01:01	-1.517	48.633	6	4,7	0,49		I	I
10	350046	27/8/1614	05:01:01	-1.65	48.583	4,5	3,6	0,5		I	I
11	350047	18/9/1617	14:01:01	-1.65	48.583		3,2	0,51		I	I
12	500012	30/4/1619	19:01:01	-1.967	48.583	5	4,3	0,49	17	C	E
13	500013	6/7/1640	23:01:01	-1.367	48.933	6	5,2	0,42	18	E	E
14	500014	8/10/1668	05:01:01	-1.817	49.033	5	4	0,49		E	D
15	140005	2/5/1699	17:01:01	-0.883	48.85	6	4,7	0,49		I	I
16	1150009	5/11/1734	03:50:01	-1.0	50.083	6	4,9	0,72	17	E	E
17	220028	1/3/1755	01:01:01	-3.233	48.783		3,2	0,51		I	I
18	760019	1/12/1769	18:30:00	-0.8	49.867	6,5			76	C	D
19	1150014	15/4/1773	13:45:01	-2.217	49.333	5	4,7	0,4	20	C	C
20	1150054	16/4/1773	04:01:01	-2.217	49.333	4,5	3,6	0,5		C	D
21	1150055	23/4/1773	23:15:01	-2.217	49.333	5,5	5,2	0,42	21	C	C
22	1150096	23/4/1773	09:01:01	-2.117	49.2		3,2	0,51		C	C
23	140007	30/12/1774	10:34:00	-0.33	49.17	7				A	A
24	140008	30/12/1775	11:01:01	-0.367	49.183		3,2	0,51			I
25	140025	23/5/1776	16:01:01	-0.367	49.183	3,5	2,9	0,52		I	I
26	1150077	27/9/1791	21:01:01	-2.017	49.083	5	4	0,49		C	D
27	220030	31/3/1800	03:10:01	-2.767	48.517		3,2	0,51		I	I
28	140010	17/1/1802	08:45:01	-0.483	48.95	4	3,2	0,51		I	I
29	350011	23/9/1804	16:01:01	-2.067	48.9	6	4,3	0,62	11	E	D
30	350012	23/9/1804	17:13:01	-2.067	48.9		4	0,44		E	D
31	500018	16/6/1822	16:15:01	-0.75	49.667		4,6	0,44			E
32	220004	14/4/1826	17:01:01	-2.767	48.517	4	3,2	0,51		B	D
33	220005	24/6/1826	01:01:01	-2.767	48.517		3,2	0,51			I
34	140011	26/6/1829	05:50:00	-0.367	49.183	3,5				I	I
35	1150078	29/7/1832	20:30:01	-2.067	49.183	4	3,2	0,69	14	B	D
36	1150015	10/3/1843	01:01:01	-2.35	49.4	4	3,6	0,43	17	C	D
37	1150016	22/12/1843	15:53:00	-2.533	49.45	6				B	D
38	350020	15/1/1845	20:30:01	-2.017	48.633		3,2	0,51		I	I
39	220009	9/12/1847	02:01:01	-2.033	48.55	4	3,2	0,51		B	D
40	140015	12/11/1849	04:40:01	-0.383	49.183	5	3,7	0,87	11	B	D
41	220010	12/3/1851	02:01:01	-2.767	48.517	4	3,2	0,51		I	I
42	500023	1/4/1853	22:45:01	-1.583	49.033	6,5	5,5	0,34	18	C	C
43	500024	2/4/1853	02:01:01	-1.5	49.117		4,1	0,44			D
44	500025	2/4/1853	03:01:01	-1.5	49.117		4,1	0,44			D
45	500026	2/4/1853	04:01:01	-1.45	49.05		3,2	0,51			I
46	500058	3/4/1853	12:01:01	-1.45	49.05		3,2	0,51		I	I
47	500027	8/4/1853	20:01:01	-1.45	49.05		3,2	0,51			I
48	500029	9/9/1860	17:30:01	-1.633	49.65		3,2	0,51			I
49	140017	5/2/1861	19:30:01	-0.55	49.15		3,5	0,47			D
50	140018	7/2/1861	03:01:01	-0.55	49.15		3,5	0,47			D
51	610013	6/12/1867	01:30:01	-0.65	48.6	3,5	2,9	0,52		I	I
52	560009	4/4/1868	01:40:01	-2.283	48.567	5	4,5	0,38	19	C	C
53	350021	26/3/1870	03:30:01	-2.067	49.0	4	3,2	0,51		C	D
54	140027	22/8/1872	03:07:01	-0.883	48.85	3,5	2,9	0,52		I	I
55	500030	6/2/1876	18:15:01	-1.45	49.05	4	3,2	0,51		I	I
56	1150025	21/8/1877	01:30:01	-2.1	48.9	5	4,1	0,7	15	C	D
57	1150017	28/1/1878	11:53:01	-0.767	49.85	5,5	4,5	0,72	16	E	D
58	220014	28/5/1881	20:01:01	-3.15	48.567		2,5	0,54			I
59	140028	1/5/1884	01:01:01	-0.533	48.833		2,5	0,53			D
60	140029	2/5/1884	01:01:01	-0.533	48.833		2,5	0,53			D
61	1150018	26/8/1884	02:13:01	-2.3	49.333	4	3,7	0,48	17	C	D
62	140020	1/2/1885	16:35:01	-0.55	49.167	5,5	3,9	0,53	9	B	D
63	1150090	21/4/1887	03:01:01	-2.117	49.2	4	3,2	0,51			
64	350023	22/6/1887	16:45:01	-1.75	48.55	5	4	0,59	14	B	D
65	1150019	30/5/1889	20:30:01	-1.633	49.733	6	5,3	0,31	20	C	C
66	1150064	30/5/1889	20:40:01	-1.633	49.733		3,2	0,46			D
67	1150065	30/5/1889	21:01:01	-1.917	49.683		3,1	0,47			E
68	1150030	13/6/1889	01:01:01	-1.633	49.65		2,5	0,54		I	I
69	1150067	13/6/1889	01:25:01	-1.633	49.65		2,5	0,54		I	I
70	1150031	14/6/1889	15:01:01	-1.633	49.65		2,5	0,54		I	I
71	350026	21/1/1891	03:01:01	-2.017	48.633	4,5	3,6	0,5		I	I
72	350045	21/1/1891	02:01:01	-2.017	48.633		2,5	0,54		I	I
73	220015	14/6/1896	20:48:01	-2.85	48.517	5	3,9	0,64	14	C	D
74	220026	14/6/1896	20:50:01	-2.85	48.517		2,6	0,52			D
75	140022	15/06/1903	11:38:01	-0.4	49.3		2,6	0,53			D
76	500032	19/11/1903	19:40:01	-1.1	49.117	4	3,2	0,51		I	I
77	220017	04/04/1907	04:30:01	-3.033	48.533	4,5	3,6	0,5		C	D
78	500033	18/12/1908	17:05:01	-1.517	49.067	4,5	3,6	0,5		C	D
79	500054	20/06/1909	22:30:01	-1.583	48.85	3,5	2,9	0,52		I	I
80	220029	06/08/1909	15:01:01	-3.133	48.833	4,5	3,6	0,5		I	I

81	350031	14/04/1912	12:35:01	-2.05	48.633	4	3,4	0,63	15	B	D
82	500050	22/10/1912	01:01:01	-1.633	49.65	4	3,2	0,51			
83	140023	22/02/1913	23:30:00	-0.6	49.117	4				C	D
84	140023	22/02/1913	22:45:01	-0.433	49.15	3	2,6	0,68	14	C	D
85	500034	20/10/1918	05:57:01	-1.017	48.6		2,5	0,54		C	D
86	610015	13/11/1918	04:30:00	-0.4	48.8	4,5				C	D
87	350032	27/06/1920	01:40:01	-1.967	48.567	5	3,3	0,55	7	B	D
88	500034	20/10/1918	05:57:00	-0.7	48.7	4,5				C	D
89	500035	20/10/1920	23:01:01	-1.183	48.917	3	2,5	0,54		I	I
90	500036	11/04/1923	20:20:01	-1.717	48.867	5	3,6	0,52	10	B	C
91	220020	16/09/1923	02:01:01	-2.967	48.817	5	3,6	0,5	9	B	C
92	610007	27/09/1923	19:30:01	-1.85	48.667	3,5	2,9	0,52		I	I
93	500053	28/03/1926	00:27:01	-1.45	49.05	3,5	2,9	0,52		I	I
94	1150020	30/07/1926	13:19:52	-1.82	49.2	7	5,2	0,43	6	C	C
95	1150021	17/02/1927	23:17:32	-2.0	49.2	6	4,6	0,42	7	B	B
96	500037	21/08/1927	07:25:01	-1.567	49.2	4	3,2	0,55	13	C	D
97	610009	19/11/1927	23:03:23	-0.567	48.8	6	5	0,41	17	B	C
98	610010	19/11/1927	23:20:01	-0.567	48.8		4,1	0,45			D
99	610011	20/11/1927	03:30:01	-0.567	48.8		2,6	0,52			D
100	220021	23/12/1928	04:10:01	-2.583	48.517		2,8	0,5			E
101	220022	23/12/1928	22:01:01	-3.233	48.783	5	4	0,49		I	I
102	1150022	23/12/1928	18:04:01	-2.033	49.2	5	4,1	0,43	16	C	D
103	500038	26/06/1929	01:01:01	-1.533	48.967	3	2,5	0,54		I	I
104	500039	26/06/1929	15:20:01	-1.533	48.967	4	3,2	0,51		C	D
105	500040	26/06/1929	23:50:01	-1.533	49.217	3	2,5	0,54		I	I
106	500041	09/07/1930	22:45:01	-1.367	49.683	4	3,7	0,45	18	C	D
107	530011	26/08/1930	04:10:01	-0.517	48.667	5	3,7	0,53	11	B	D
108	500042	11/11/1930	18:27:01	-1.933	49.05	4,5	3,6	0,46	14	E	D
109	500043	11/11/1930	18:43:01	-1.933	49.05	3,5	2,9	0,52		E	E
110	1150023	16/11/1930	15:53:01	-2.033	49.133	5	4,2	0,41	17	C	D
111	350034	26/11/1930	00:05:01	-2.0	48.617		2,5	0,53			E
112	1150024	12/04/1933	14:30:17	-1.95	49.05	4,5	3,6	0,55	15	B	C
113	500046	20/02/1936	05:05:01	-1.7	49.717	4	3,2	0,53	13	C	C
114	500047	29/01/1949	22:50:01	-1.183	48.917	5	3,8	0,36	12	C	D
115	350035	17/11/1950	02:06:30	-2.0	48.55	5	4,2	0,36	16	B	B
116	350042	17/11/1950	02:15:01	-2.133	48.75		3,5	0,45			D
117	350036	29/05/1952	20:40:01	-1.933	48.767		3,4	0,46			D
118	500048	12/12/1954	20:01:01	-1.117	48.783		2,5	0,54			I
119	500049	07/04/1957	02:23:27	-1.0	49.7	4,5	3,7	0,53	15	B	D

Catalogue de sismicité historique du CP-GNB pour la période de 1091 à 1957, issu du catalogue SisFrance (www.sisfrance.net), en intensité épiscopentrale (I0), incluant la relocalisation des deux séismes au large de Jersey : celui du 30 juillet 1926 et du 17 février 1927 (Amorèse et al., 2020). Les valeurs de profondeur (Depth) et de magnitude du moment (Mw FACT-17) sont celles calculées dans le catalogue FCAT-17 (Manchuel et al., 2018). QPOS est l'indice de précision épiscopentrale, et QIE est l'indice d'évaluation de l'intensité.

N°	Date			Localisation			Magnitudes		Depth (km)	N° stat	Az Gap	N° pha	Errors			Author
	Day	Mth	Year	hh	mm	sec	Lat (°)	Long (°)					M _L	M _W	RMS	
1	18	2	1962	5	43	35.6	48,700	-0,560		2.6	2					LDG
2	7	1	1963	20	37	24.0	48,880	-1,180		2.3	14					LDG
3	21	1	1964	22	1	50.2	48,690	-2,400		1.9	22					LDG
4	11	3	1965	0	51	15.4	49,820	-2,170		2.6	11					LDG
5	1	9	1965	1	59	20.8	49,830	-0,600		2.2	13					LDG
6	11	4	1966	22	57	17.6	48,810	-2,030		2.0	2					LDG
7	17	1	1967	6	8	53.3	48,760	-1,780		3.1	12					LDG
8	9	7	1967	22	29	36.5	49,500	-1,100		1.6	2					LDG
9	3	2	1971	16	55	37.5	48,560	-1,940		2.6	2					LDG
10	15	8	1971	19	18	37.1	48,550	-2,550		2.4	23					LDG
11	25	10	1971	22	13	05.2	48,850	-0,400		1.9	9					LDG
12	7	2	1972	1	33	22.6	48,790	-1,300		2.5	26					LDG
13	5	6	1972	20	10	31.2	48,530	-2,770		2.4	2					LDG
14	20	8	1972	11	39	07.0	49,240	-3,170		2.4	4					LDG
15	20	10	1972	1	53	44.1	48,740	-2,400		2.2	2					LDG
16	29	1	1974	11	10	22.8	49,360	-3,200		2.9	13					LDG
17	12	6	1974	20	46	21.6	48,580	-2,570		2.5	2					LDG
18	12	6	1975	20	46	21.6	48,570	-2,570		2.5	8					LDG
19	30	8	1975	14	7	49.4	48,760	-3,090		3.4	13					LDG
20	14	12	1975	1	33	24.8	49,630	-0,970		2.5	11					LDG
21	14	12	1975	20	40	57.5	48,810	-1,310		1.9	9					LDG
22	17	3	1976	22	19	23.7	48,690	-1,450		2.2	2					LDG
23	19	10	1976	20	25	38.4	49,070	-2,610		2.3	2					LDG
24	11	9	1977	2	38	44.8	48,970	-0,690		2.4	12					LDG
25	29	11	1978	23	36	06.8	49,710	-2,230		2.2	12					LDG
26	23	3	1979	23	13	59.2	48,780	-0,550		1.8	8					LDG
27	11	6	1979	19	8	15.1	48,870	-2,770		2.5	17					LDG
28	6	7	1979	12	34	54.7	48,790	-3,190		2.8	16					LDG
29	26	7	1979	22	54	40.8	48,710	-0,850		1.7	2					LDG
30	15	8	1979	23	36	22.7	48,970	-0,380		2.1	21					LDG
31	25	12	1979	10	35	23.2	48,760	-0,580		2.3	10					LDG
32	27	4	1980	1	57	30.0	49,140	-1,200		2.7	12					LDG
33	28	12	1980	22	22	39.5	48,850	-1,120		2.1	2					LDG
34	24	1	1981	0	40	32.2	48,990	-1,540		2.2	2					LDG
35	16	2	1981	18	5	23.6	48,620	-3,270		2.3	2					LDG
36	6	4	1981	22	18	07.8	49,660	-1,090		2.0	12					LDG
37	7	4	1981	1	1	29.9	49,660	-1,100		2.1	12					LDG
38	9	4	1981	3	30	19.2	49,680	-1,100		2.0	12					LDG
39	9	4	1981	7	0	51.5	49,570	-1,050		2.1	12					LDG
40	9	4	1981	7	18	24.9	49,630	-0,960		1.9	12					LDG
41	9	4	1981	16	3	05.1	49,600	-0,990		2.7	22					LDG
42	9	4	1981	20	18	32.8	49,630	-0,910		1.7	12					LDG
43	9	4	1981	20	45	05.3	49,590	-0,980		1.9	12					LDG
44	9	4	1981	22	44	00.1	49,620	-0,850		1.8	12					LDG
45	10	4	1981	4	49	35.8	49,630	-1,000		1.9	12					LDG
46	10	4	1981	5	26	21.1	49,620	-1,010		2.3	12					LDG
47	10	4	1981	5	28	20.3	49,610	-0,960		1.8	12					LDG
48	11	4	1981	7	57	18.5	49,640	-1,000		2.1	12					LDG
49	11	4	1981	11	33	27.9	49,580	-1,020		2.2	12					LDG
50	11	4	1981	15	23	16.4	49,620	-0,920		1.8	12					LDG
51	11	4	1981	23	41	09.9	49,620	-1,010		1.8	12					LDG
52	12	4	1981	4	22	56.3	49,700	-0,770		2.0	12					LDG
53	12	4	1981	8	29	18.4	49,610	-1,030		1.8	12					LDG
54	14	6	1981	11	25	24.1	49,020	-1,600		2.7	20					LDG
55	22	6	1981	2	55	19.4	49,190	-1,810		1.9	2					LDG
56	16	9	1981	7	43	30.6	49,060	-0,880		1.9	13					LDG
57	21	2	1982	3	3	58.0	49,070	-2,460		2.5	2					LDG
58	24	3	1982	5	3	46.2	48,560	-1,920		2.4	16					LDG
59	24	3	1982	5	3	47.7	48,560	-2,000		2.6	7					LDG
60	24	3	1982	5	5	11.5	48,560	-1,980		2.2	7					LDG
61	11	6	1982	11	10	45.1	48,900	-2,820		2.2	2					LDG
62	26	10	1982	8	22	20.0	48,880	-0,940		2.5	2					LDG
63	26	3	1983	21	28	51.0	50,030	-1,860		2.2	2					LDG
64	29	4	1983	19	28	05.0	49,170	-1,810		2.0	2					LDG
65	15	5	1983	7	3	01.6	48,780	-2,040		2.5	2					LDG
66	9	3	1984	4	48	03.6	49,520	-0,390		2.0	2					LDG
67	4	4	1984	4	5	07.8	50,070	-1,260		2.2	2					LDG
68	9	2	1985	17	33	44.6	48,580	-1,980		2.0	2					LDG
69	25	5	1985	18	1	05.2	48,540	-1,850		2.5	0.1					LPG
70	26	5	1985	4	30	32.8	49,100	-1,340		2.2	0.1					LPG
71	28	5	1985	22	17	58.2	48,810	-1,700		1.8	2					LDG
72	12	7	1985	0	2	16.0	49,550	-2,210		1.9	2					LDG
73	13	7	1985	7	54	53.3	48,780	-1,110		2.3	2					LDG
74	16	6	1986	0	29	50.5	48,540	-1,840		2.2	2					LDG
75	2	2	1987	2	24	21.5	49,220	-0,690		1.9	2					LDG
76	17	5	1987	9	4	01.3	49,130	-1,560		1.8	0.1					LPG
77	4	6	1987	18	48	20.6	48,860	-2,360		1.9	23.1					LPG
78	13	8	1987	0	38	21.2	49,400	-0,510		2.0	8					LPG
79	13	8	1987	12	49	45.6	49,390	-0,480		1.9	12.6					LPG
80	13	8	1987	17	38	42.0	49,400	-0,570		2.4	8.1					LPG
81	30	8	1987	19	11	18.9	49,910	-1,150		2.0	23.6					LPG
82	13	12	1987	7	46	44.2	49,460	-2,100		2.5	14					LDG
83	18	6	1988	16	58	49.3	48,980	-3,160		2.2	20					SI-Hex
84	8	7	1988	7	31	28.9	49,420	-3,350		2.2	20					SI-Hex
85	6	12	1988	23	2	44.0	49,650	-1,290		2.3	0.8					SI-Hex
86	19	2	1989	22	42	59.1	48,860	-2,380		2.1	8.6					LPG
87	1	3	1989	23	30	31.2	49,630	-1,150		2.1	4.7					LPG
88	11	6	1989	20	14	41.8	49,050	-1,470		1.8	0					LPG
89	17	10	1989	16	27	50.4	48,680	-2,300		2.1	5					SI-Hex
90	15	12	1989	12	28	37.3	49,800	-0,550		2.4	20					SI-Hex
91	15	1	1990	0	29	01.6	48,910	-0,840		2.2	7.8					LPG
92	5	2	1990	5	3	50.3	48,630	-1,820		2.1	20					SI-Hex
93	24	3	1990	17	1	31.0	48,980	-1,030		1.8	5					SI-Hex
94	30	4	1990	23	35	56.7	49,080	-2,140		2.7	2					SI-Hex
95	30	4	1990	23	44	10.7	49,110	-2,090		2.3	5					SI-Hex
96	1	5	1990	17	41	02.0	49,050	-1,980		2.2	20					SI-Hex
97	1	5	1990	21	51	02.5	49,050	-1,990		2.2	20					SI-Hex
98	10	5	1990	5	1	44.1	48,890	-0,670		2.2	8.1					LPG
99	8	7	1990	9	28	01.8	49,210	-1,680		2.1	20.7					LPG
100	11	7	1990	18	10	01.5	48,660	-2,450		2.0	19.6					LPG

211	19	2	1999	19	46	22.4	49,110	-2,130		2.0	0.1						LPG
212	23	2	1999	7	41	04.4	48,730	-1,220		1.8	20.1						LPG
213	8	5	1999	10	0	51.3	48,590	-0,360		2.0	8.3						LPG
214	23	6	1999	20	38	42.0	49,240	-1,040		1.9	9.4						LPG
215	17	7	1999	19	28	02.5	48,710	-0,530		1.5	10.2						LPG
216	18	7	1999	5	59	52.2	48,500	-2,940		1.5	0						LPG
217	1	8	1999	21	23	49.7	48,600	-2,310		2.0	13.5						LPG
218	22	10	1999	2	35	16.1	49,210	-1,910		2.2	3.8						LPG
219	20	2	2000	13	13	46.8	48,960	-0,980		1.8	8.2						LPG
220	15	3	2000	17	2	01.7	49,540	-2,130		2.2	20.1						SI-Hex
221	20	4	2000	11	24	54.1	49,350	-1,070		2.3	12.5						LPG
222	4	6	2000	5	32	27.4	48,480	-2,710		1.8	11						LPG
223	13	8	2000	3	28	23.3	49,220	-1,810		2.1	12.5						LPG
224	17	8	2000	17	38	46.7	49,190	-1,580		1.8	20.1						LPG
225	7	9	2000	0	55	32.2	48,600	-2,350		1.6	19.1						LPG
226	11	2	2001	2	51	12.6	48,900	-0,370		1.8	6.7						LPG
227	14	2	2001	8	29	06.7	48,540	-1,340		2.1	5						SI-Hex
228	14	2	2001	8	30	46.3	48,570	-1,320		1.7	12.1						LPG
229	28	4	2001	19	17	34.9	49,350	-1,740		2.0	19.5						LPG
230	27	5	2001	5	49	32.8	49,640	-1,130		1.9	1						LPG
231	27	6	2001	9	32	45.8	48,710	-2,240		2.0	4.3						LPG
232	25	8	2001	3	30	37.0	48,780	-1,450		1.8	10.1						LPG
233	29	8	2001	22	18	59.1	49,190	-1,020		2.7	11.1						LPG
234	20	10	2001	14	12	41.8	49,030	-1,510		1.9	6.2						LPG
235	6	2	2002	20	52	41.4	48,620	-2,290		2.0	2.8						LPG
236	21	3	2002	23	31	39.2	49,060	-3,380		1.7	20						SI-Hex
237	18	8	2002	19	41	10.2	48,950	-1,490		2.0	13.7						LPG
238	26	8	2002	14	11	40.9	48,500	-2,720		2.0	18.2						LPG
239	26	9	2002	2	31	13.6	49,100	-2,000		2.0	14.8						LPG
240	29	10	2002	4	58	29.2	49,090	-1,290		1.9	18.9						LPG
241	30	1	2003	23	6	10.8	48,690	-2,530		2.4	5.4						LPG
242	10	2	2003	17	28	18.4	48,570	-2,060		1.9	12.5						LPG
243	15	2	2003	10	58	36.0	48,680	-2,110		1.8	0.1						LPG
244	16	2	2003	12	3	49.7	48,540	-2,030		1.8	12.5						LPG
245	6	3	2003	1	27	47.4	49,160	-1,790		2.2	7						LPG
246	30	3	2003	0	1	03.3	49,190	-1,790		1.5	20						LPG
247	17	5	2003	23	32	51.7	49,180	-0,990		2.2	12.5						LPG
248	7	6	2003	5	26	03.1	48,750	-2,450		2.0	13.4						LPG
249	15	6	2003	22	30	29.2	48,760	-1,530		1.6	9.4						LPG
250	9	8	2003	7	38	01.4	49,040	-2,790		1.8	12.5						LPG
251	2	9	2003	18	6	40.6	48,830	-0,590		1.8	10.1						LPG
252	23	1	2004	1	20	39.7	48,640	-1,350		1.7	0.1						LPG
253	11	3	2004	18	14	01.1	48,550	-2,990		2.4	20						SI-Hex
254	11	4	2004	22	20	43.4	49,120	-1,680		2.0	5						SI-Hex
255	20	4	2004	2	16	04.4	49,160	-1,850		2.0	15						SI-Hex
256	4	6	2004	11	49	36.7	49,240	-1,270		2.2	20.1						SI-Hex
257	21	6	2004	6	5	25.8	48,990	-1,620		2.2	5						SI-Hex
258	30	6	2004	20	49	59.1	49,000	-2,570		1.8	10						SI-Hex
259	6	11	2004	20	45	23.9	48,570	-1,980		1.6	5						SI-Hex
260	8	11	2004	7	25	01.7	48,650	-2,210		2.3	10						SI-Hex
261	20	11	2004	5	0	46.5	48,570	-2,000		1.6	20						SI-Hex
262	26	11	2004	5	29	00.2	48,570	-1,990		1.8	5						SI-Hex
263	7	12	2004	20	54	51.9	48,560	-1,990		1.8	5						SI-Hex
264	23	1	2005	6	19	55.4	48,890	-0,560		1.8	20						SI-Hex
265	24	2	2005	21	26	30.4	48,940	-0,350		1.8	20						SI-Hex
266	31	3	2005	18	48	52.2	49,640	-1,010		1.6	10						SI-Hex
267	25	9	2005	4	27	08.2	49,570	-1,810		2.0	5						SI-Hex
268	24	10	2005	5	51	41.2	49,830	-1,390		2.2	20						SI-Hex
269	29	12	2005	2	42	52.1	48,590	-2,280		1.8	10						SI-Hex
270	13	1	2006	2	28	36.1	49,330	-0,410		1.8	20						SI-Hex
271	15	3	2006	2	7	16.6	49,020	-0,660		1.6	20						SI-Hex
272	6	4	2006	8	36	03.8	48,510	-2,140		2.4	20						SI-Hex
273	14	5	2006	22	57	37.9	48,710	-2,870		2.0	5						SI-Hex
274	26	9	2006	19	52	02.4	49,620	-1,230		1.8	20						SI-Hex
275	15	11	2006	2	5	19.7	48,920	-2,170		1.8	20						SI-Hex
276	15	12	2006	6	54	20.4	49,470	-2,310		1.8	8						SI-Hex
277	7	1	2007	15	51	05.3	49,100	-1,390		1.8	20						SI-Hex
278	24	1	2007	3	18	59.3	49,300	-2,020		2.0	20						SI-Hex
279	13	3	2007	19	10	09.7	48,660	-0,390		1.7	10						SI-Hex
280	10	4	2007	20	43	59.9	48,670	-0,350		1.6	20						SI-Hex
281	13	5	2007	8	36	32.5	49,230	-1,580		1.7	2						SI-Hex
282	22	5	2007	13	46	08.0	49,620	-1,720		2.2	20						SI-Hex
283	8	8	2007	18	27	18.8	49,380	-1,150		2.0	20.1						SI-Hex
284	6	11	2007	12	8	07.4	48,600	-0,710		2.3	2						SI-Hex
285	6	11	2007	12	10	28.3	48,700	-0,760		1.4	2						SI-Hex
286	5	12	2007	21	46	30.5	50,040	-1,030		2.0	20						SI-Hex
287	12	1	2008	13	38	00.4	48,980	-1,850		1.8	15						SI-Hex
288	19	1	2008	20	5	02.5	48,530	-2,080		2.0	5						SI-Hex
289	2	2	2008	20	25	38.2	48,600	-1,010		1.6	8						SI-Hex
290	20	3	2008	0	21	24.9	49,260	-1,490		2.0	20						SI-Hex
291	10	4	2008	18	31	19.4	49,880	-0,790		1.9	20						SI-Hex
292	15	4	2008	17	58	40.7	48,550	-1,340		2.0	8						SI-Hex
293	5	9	2008	19	10	26.2	48,650	-2,890		2.0	20						SI-Hex
294	13	9	2008	14	12	46.0	48,730	-1,910		2.0	20.1						SI-Hex
295	13	9	2008	14	13	59.4	48,740	-1,920		1.5	20.1						SI-Hex
296	25	10	2008	3	42	14.6	48,520	-1,960		1.9	10						SI-Hex
297	16	11	2008	22	31	01.6	48,640	-2,990		2.0	2						SI-Hex
298	17	11	2008	2	4	44.9	48,680	-2,990		2.1	2						SI-Hex
299	26	11	2008	19	5	02.9	48,600	-2,950		2.0	8						SI-Hex
300	26	11	2008	19	10	00.8	48,620	-2,970		1.8	10						SI-Hex
301	16	1	2009	18	18	15.7	48,510	-2,150		1.7	15						SI-Hex
302	20	1	2009	6	51	05.0	49,160	-3,250		2.4	10						SI-Hex
303	31	1	2009	6	20	20.5	48,590	-2,230		1.8	10						SI-Hex
304	13	4	2009	15	0	35.5	48,790	-1,170		1.8	20						SI-Hex
305	2	5	2009	1	13	43.8	48,560	-2,280		1.6	20						SI-Hex
306	28	6	2009	15	26	23.4	48,570	-1,620		1.6	15						SI-Hex
307	22	8	2009	17	43	17.8	48,900	-2,160		1.8	20						SI-Hex
308	13	9	2009	18	49	32.0	49,060	-3,390		1.7	20						SI-Hex
309	7	11	2009	15	22	23.2	48,640	-1,490		2.2							

Date							Localisation		Magnitudes		Depth (km)	N° stat	Az Gap	N° pha	Errors				Az Smajor	Author
N°	Day	Mth	Year	hh	mm	sec	Lat (°)	Long (°)	M _s	M _w					RMS	S major	S minor	Δ depth		
314	15	1	2010	22	30	51.4	49,183	-0,925	1.2	1.2	10	4	267	7	0.41	8.4	4		171.69	LDG
315	2	3	2010	18	47	52.2	48,895	-2,833	2.5	2.1	5	6	246	16	0.6	2.8	1.1		156.38	LDG
316	23	3	2010	8	38	49.0	49,041	-3,197	3.1	2.5	5	18	127	64	0.78	2.4	2.3		177.01	LDG
317	22	7	2010	22	49	0.1	48,814	-2,864	2.2	1.9	4.5	6	241	18	0.53	2.7	1.1		153.59	LDG
318	14	10	2010	17	54	29	48,874	-0,695	2.3	2	2	15	222	39	0.19	1	0.5		179.7	LDG
319	14	12	2010	20	50	13.3	49,089	-0,685	1.7	1.6	15	4	266	9	0.55	5	2.4		7.58	LDG
320	15	12	2010	10	27	25	50,073	-0,591	3	2.4	5	19	124	81	0.68	1.5	1		177.27	LDG
321	15	12	2010	14	9	43.7	50,046	-0,574	2.4	2	5	9	165	32	0.67	2.7	2.1		13.58	LDG
322	17	1	2011	22	46	26	49,014	-1,656	1.9	1.7	10	6	229	16	0.79	3.4	1		171.13	LDG
323	27	1	2011	6	4	14.2	49,918	-1,948	3.3	2.7	10	27	81	102	0.98	2.0	1.7		175.30	LDG
324	8	3	2011	0	35	52.3	48,846	-1,035	1.9	1.7	2	7	210	18	0.16	1.9	0.8		3.67	LDG
325	10	3	2011	2	13	39.7	49,579	-0,355	2.4	2	2	17	200	41	0.16	1	0.6		177.22	LDG
326	8	4	2011	17	33	44.8	49,277	-0,818	1.9	1.7	14	6	265	18	0.35	2.3	1		15.43	LDG
327	24	4	2011	4	42	14.5	49,797	-2,872	2.3	2	2	6	292	14	0.46	4.5	2.1		156	LDG
328	8	6	2011	22	13	30.4	49,995	-0,766	2.4	2	10	10	264	25	1.28	8.3	4.7		2.68	LDG
329	29	6	2011	19	23	53.7	49,015	-1,530	2.4	2	5	7	229	21	0.72	3.1	1.2		177.96	LDG
330	14	7	2011	13	30	48.9	50,104	-0,665	2.6	2.2	5	14	147	49	0.82	2.8	2.2		8.31	LDG
331	14	7	2011	20	55	8.3	50,107	-0,689	2.5	2.1	10	24	117	72	0.83	2.6	1.8		158.07	LDG
332	17	7	2011	2	24	46.5	49,251	-1,332	2.4	2	5	14	200	29	0.68	2.8	1.2		178.55	LDG
333	14	9	2011	2	56	50.6	49,721	-1,691	2.3	2	2	8	279	25	1.92	6.2	2.9		176.93	LDG
334	24	9	2011	7	5	12.8	48,656	-2,376	2	1.8	3	6	202	22	0.37	2.6	0.9		161.5	LDG
335	6	11	2011	22	40	20.3	49,352	-1,383	2.2	1.9	3	7	260	26	1.68	5.8	2.4		6.27	LDG
336	27	12	2011	1	22	39.9	49,090	-1,110	2.2	1.9	3	8	233	22	0.49	3	1.1		6	LDG

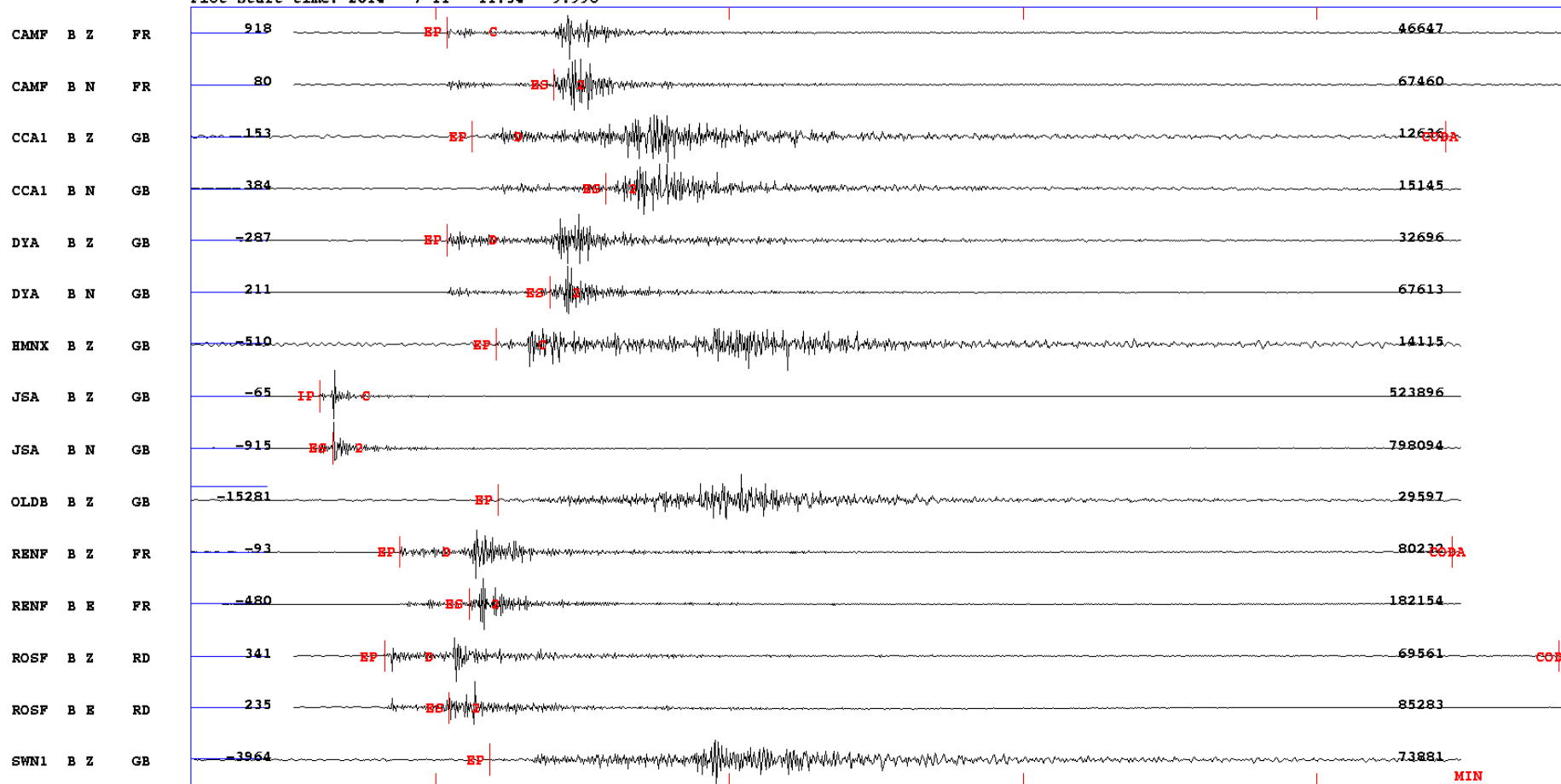
Catalogue de sismicité du CP-GNB pour la période de 2010 à 2011 tiré du bulletin LDG. Localisations et magnitudes obtenues pour chaque séisme, profondeur, accompagnées des valeurs de RMS, du nombre de stations et de phases, ainsi que des erreurs de localisation associées (valeurs du demi-axe mineur (Sminor) et majeur (Smajor), profondeur et l'azimut du grand axe (Smajor) de l'ellipse d'incertitude) et la profondeur.

N°	Date						Localisation		Magnitudes		Depth (km)	N° stat	Az Gap	N° pha	Errors				Author
	Day	Mth	Year	hh	mm	sec	Lat (°)	Long (°)	M _L	M _W					RMS	Δ Long	Δ Lat	Δ Depth	
337	25	4	2012	21	2	25	48.643	-3.057	3	2.6	5	4	158.65	6	0.19	4	5	0	RéNaSS
338	15	6	2012	15	57	37	49.54	-1.299	3.4	2.9	5	13	111.95	13	0.45	4	3	0	RéNaSS
339	8	10	2012	3	11	24	49.623	-2.939	2.9	2.5	0	5	161.04	9	0.32	5	8	0	RéNaSS
340	12	11	2012	16	26	19	49.456	-2.298	3.3	2.8	0	3	209.31	7	0.61	2	3	5	RéNaSS
341	3	7	2013	21	37	1	48.585	-1.922	2.8	2.4	7	7	120.19	12	0.36	2	3	7	RéNaSS
342	6	7	2013	14	3	11	48.883	-3.104	2.9	2.5	3	9	122.39	14	0.4	5	2	0	RéNaSS
343	31	7	2013	11	35	37	49.571	-0.754	3.1	2.7	3	11	50.86	18	0.31	2	2	5	RéNaSS
344	1	9	2013	23	53	44	49.12	-0.453	1.9	1.9	0	4	128.01	7	0.35	4	7	4	RéNaSS
345	12	10	2013	15	29	53	48.614	-2.823	1.8	1.9	0	3	169.26	6	0.16	3	3	0	RéNaSS
346	17	12	2013	12	3	36	48.58	-0.93	2.3	2.2	0	7	148.78	17	0.49	2	3	5	RéNaSS
347	26	12	2013	1	37	33	49.274	-2.075	2.7	2.4	15	4	212.06	7	0.4	2	3	5	RéNaSS
348	11	1	2014	15	7	1	49.526	-1.689	2.9	2.5	15	9	112.9	15	0.49	2	3	5	RéNaSS
349	26	2	2014	0	18	7	48.637	-3.055	2.4	2.2	12	5	112.48	10	0.34	3	2	4	RéNaSS
350	1	4	2014	17	29	6	48.736	-2.183	2.2	2.1	9	3	148.27	8	0.4	2	3	5	RéNaSS
351	11	7	2014	11	54	31	49.096	-2.509	4.9	4.0	0	24	143.47	28	0.42	2	2	0	RéNaSS
352	12	7	2014	21	45	29	49.072	-2.419	2.1	2.0	6	6	93.02	10	0.34	2	3	4	RéNaSS
353	18	7	2014	15	14	5	49.101	-2.472	2.2	2.1	0	3	148.9	6	0.16	2	4	7	RéNaSS
354	18	7	2014	14	56	22	49.066	-2.413	2.6	2.3	7	4	106.6	9	0.2	3	3	0	RéNaSS
355	18	7	2014	15	14	54	49.092	-2.45	1.5	1.7	0	3	153.78	6	0.36	3	3	0	RéNaSS
356	18	7	2014	15	15	29	49.127	-2.486	2.1	2.0	0	3	140.18	6	0.41	3	2	0	RéNaSS
357	19	7	2014	18	51	21	49.1	-2.437	1.8	1.9	14	4	108.39	8	0.47	2	3	6	RéNaSS
358	23	7	2014	16	26	42	49.06	-2.405	3.8	3.3	2	14	83.85	18	0.34	2	2	0	RéNaSS
359	23	7	2014	16	24	36	49.092	-2.45	2	2.0	1	5	97.29	5	10	2	2	0	RéNaSS
360	29	7	2014	17	12	11	49.083	-2.416	2.3	2.2	6	5	94.74	10	0.31	2	2	0	RéNaSS
361	29	7	2014	18	39	40	49.075	-2.421	1.6	1.8	5	3	162.56	6	0.44	3	3	0	RéNaSS
362	6	8	2014	10	49	32	49.11	-2.47	1.6	1.8	0	3	146.56	7	0.26	3	3	0	RéNaSS
363	13	8	2014	4	5	50	49.055	-2.381	2.1	2.0	11	4	174	7	0.15	3	4	0	RéNaSS
364	3	10	2014	20	49	6	49.081	-2.438	2.6	2.3	6	8	92.32	13	0.36	2	3	5	RéNaSS
365	7	11	2014	14	44	27	49.042	-2.374	2.9	2.5	0	5	105.43	9	0.26	2	3	0	RéNaSS
366	25	2	2015	22	55	7	49.089	-2.433	3.6	3.1	0	16	80.71	23	0.35	2	2	0	RéNaSS
367	28	2	2015	2	22	46	49.084	-2.401	1.4	1.6	3	3	162.69	7	0.44	3	3	0	RéNaSS
368	10	4	2015	5	5	35	49.459	-2.702	1.4	1.6	5	3	166.46	6	0.42	6	7	0	RéNaSS
369	12	7	2015	3	49	26	49.157	-1.904	2.2	2.1	8	5	269.48	8	0.47	4	8	6	RéNaSS
370	13	4	2016	13	11	30	49.445	-2.515	1.8	1.9	0	3	180.96	7	0.49				RéNaSS
371	24	4	2016	9	4	4	48.724	-0.897	2.2	2.1	2	5	167.76	10	0.3	3	2	0	RéNaSS
372	4	5	2016	8	25	33	49.368	-0.729	2.7	2.4	2	8	113.93	12	0.25	5	2	0	RéNaSS
373	10	4	2017	4	49	56	50.038	-1.279	2.5	2.3	5	3	194.07	6	0.22	6	7	0	RéNaSS
374	14	4	2017	3	3	31	49.013	-1.773	1.5	1.7	5	3	211	5	0.4	6	7	0	RéNaSS
375	22	9	2017	1	19	49	49.038	-2.39	2.6	2.3	5	7	103.76	11	0.43	4	5	0	RéNaSS
376	15	12	2017	7	59	4	48.542	-1.523	3.8	3.3	5	9	114.89	15	0.54	3	3	0	RéNaSS
377	21	5	2018	2	31	54	48.529	-3.08	2.3	2.2	10	5	172.45	9	0.55	5	5	0	RéNaSS
378	1	7	2018	18	56	6	48.793	-2.44	2.5	2.3	5	9	119.91	13	0.55	3	4	0	RéNaSS
379	13	3	2019	2	43	19	48.999	-1.316	2.3	2.2	10	4	247.65	8	0.28	7	8	0	RéNaSS
380	14	5	2019	15	37	32	48.994	-2.148	2.7	2.4	10	11	123.44	22	0.18	3	3	0	RéNaSS
381	28	8	2019	10	14	31	48.507	-2.088	1.7	1.8	10	6	267.66	12	0.44				RéNaSS
382	16	1	2020	20	35	55	48.56	-1.831	2.1	2.0	5	10	96.09	20	0.48	0.1	0.1	0	RéNaSS
383	26	1	2020	4	0	37	48.781	-2.087	1.8	1.9	5	10	108.64	15	0.45	0.1	0.1	0	RéNaSS
384	1	2	2020	21	26	56	49.738	-2.04	2.4	2.2	14	11	130.66	25	0.45	0.1	0.1	0	RéNaSS
385	11	4	2020	19	17	54	48.696	-2.683	1.4	1.6	5	8	125.44	14	0.34	0.1	0.1	0	RéNaSS
386	15	8	2020	21	31	54	48.522	-1.553	1.8	1.9	5	9	90.19	13	0.22	0.1	0.1	0	RéNaSS
387	16	9	2020	2	39	35	49.011	-1.639	3.1	2.7	7	33	40.18	47	0.42	0.1	0	0.1	RéNaSS
388	17	9	2020	0	9	35	49.051	-1.624	1.5	1.7	2	11	195.37	18	0.41	0.2	0.1	0	RéNaSS
389	27	9	2020	14	53	6.7	48.735	-2.914	1.8	1.9	2	13	75.25	20	0.39	0.1	0.1	0.3	RéNaSS
390	10	10	2020	22	9	30.12	49.28	-3.146	1.9	1.9	9	13	126.39	22	0.35	0.1	0.1	0.2	RéNaSS
391	13	1	2021	19	17	0	48.731	-2.138	1.7	1.8	5	13	89.56	24	0.32	0.1	0.1	0.2	RéNaSS
392	16	1	2021	19	11	4	49.337	-1.864	1.8	1.9	2	10	126.75	18	0.34	0.1	0.1	0.2	RéNaSS
393	6	2	2021	15	8	45	48.503	-2.199	1.7	1.8	6	16	80.76	29	0.34	0.1	0.1	0.3	RéNaSS
394	7	2	2021	1	54	6	48.506	-2.199	1.6	1.8	7	14	80.89	24	0.24	0.1	0.1	0.2	RéNaSS
395	14	2	2021	12	1	33	49.085	-2.444	2	2.0	3	13	95.06	25	0.41	0.1	0.1	0.2	RéNaSS
396	18	2	2021	1	35	40	49.024	-1.533	1.5	1.7	1	10	94.07	18	0.35	0.1	0.1	0.3	RéNaSS
397	28	2	2021	0	9	5	48.861	-1.613	1.6	1.8	3	14	60.88	26	0.33	0.1	0.1	0.3	RéNaSS
398	8	5	2021	8	18	36	48.935	-0.663	1.9	1.9	2	15	159.62	30	0.41	0.1	0.1	0.2	RéNaSS
399	27	6	2021	4	19	3	49.162	-1.772	1.5	1.7	4	12	110.04	24	0.25	0.1	0.1	0.2	RéNaSS
400	23	8	2021	0	19	47	48.802	-1.139	1.5	1.7	10	11	117.32	19	0.36	0.1	0.1	0.2	RéNaSS
401	25	8	2021	5	11	48	49.222	-1.878	1.9	1.9	7	11	95.25	22	0.2	0.1	0.1	0.2	RéNaSS
402	31	8	2021	15	34	59	49.295	-1.476	1.6	1.8	11	9	182.65	17	0.35	0.2	0.1	0.2	RéNaSS
403	7	10	2021	3	44	19	48.685	-1.767	1.7	1.8	10	9	80.89	18	0.33	0.1	0.1	0	RéNaSS
404	19	11	2021	5	40	49	48.518	-2.818	1.6	1.8	4	12	106.12	19	0.27	0.1	0.1	0.2	RéNaSS
405	1	1	2022	21	35	24	49.034	-1.616	1.9	1.9	7	13	104.03	24	0.4	0.1	0.1	0.2	RéNaSS
406	31	1	2022	2	54	4	48.679	-1.795	1.9	1.9	5	15	140.14	29	0.37	0.1	0.1	0.2	RéNaSS
407	4	2	2022	22	33	30	49.06	-1.695	2.4	2.2	9	16	169.33	32	0.37	0.1	0.1	0.2	RéNaSS
408	28	2	2022	8	1	1	49.666	-1.892	2.2	2.1	8	11	145.1	26	0.38	0.1	0.1	0.2	RéNaSS
409	1	6	2022	19	47	31	49.625	-1.898	2.2	2.1	11	11	213.05	25	0.43	0.2	0.1	0.2	RéNaSS
410	1	6	2022	19	43	2	49.616	-1.923	2.2	2.1	10	13	210.84	33	0.43	0.1	0.1	0.2	RéNaSS
411	8	6	2022	9	12	43	48.761	-2.041	1.8	1.9	4	11	118.17	21	0.29	0.1	0.1	0.4	RéNaSS
412	12	6	2022	3	45	37	48.523	-2.817	1.8	1.9	7	12	116.8	22	0.37	0.1	0.1	0.4	RéNaSS
413	23	6	2022	3	50</														

Sismogrammes des séismes

2014 711 1154 10.0 L

Plot start time: 2014 7 11 11:54 9.996



Event # 1

11h55

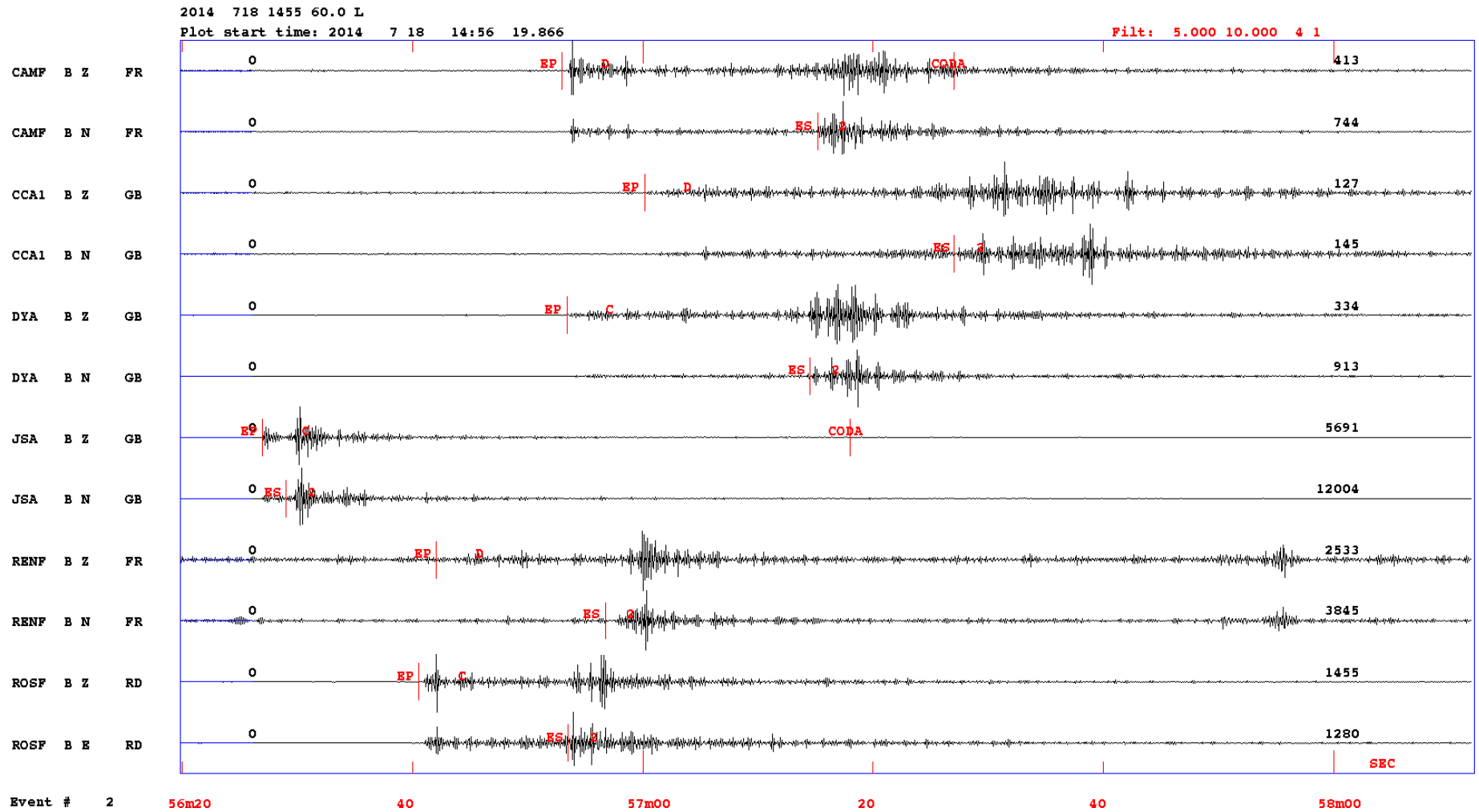
56

57

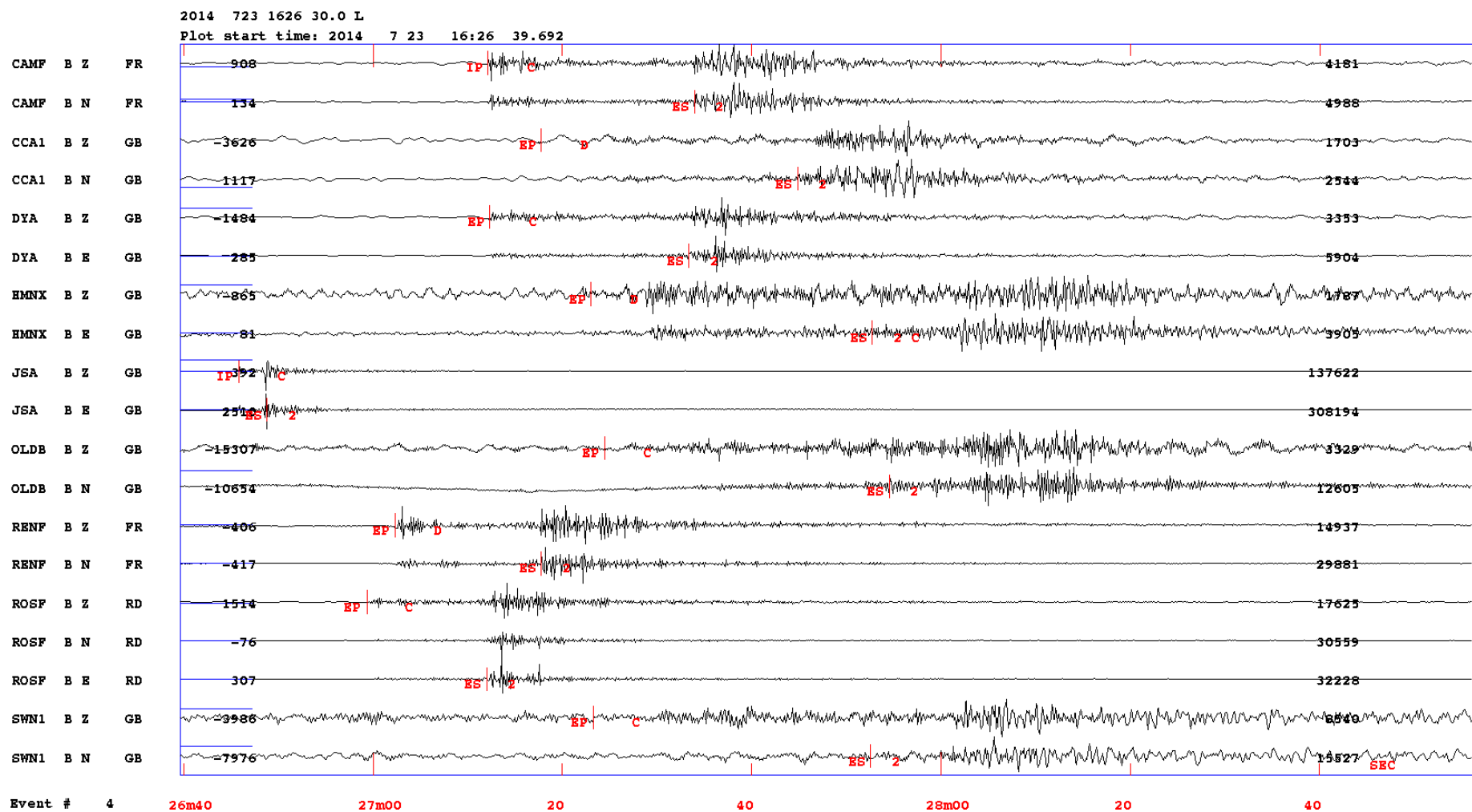
58

MIN

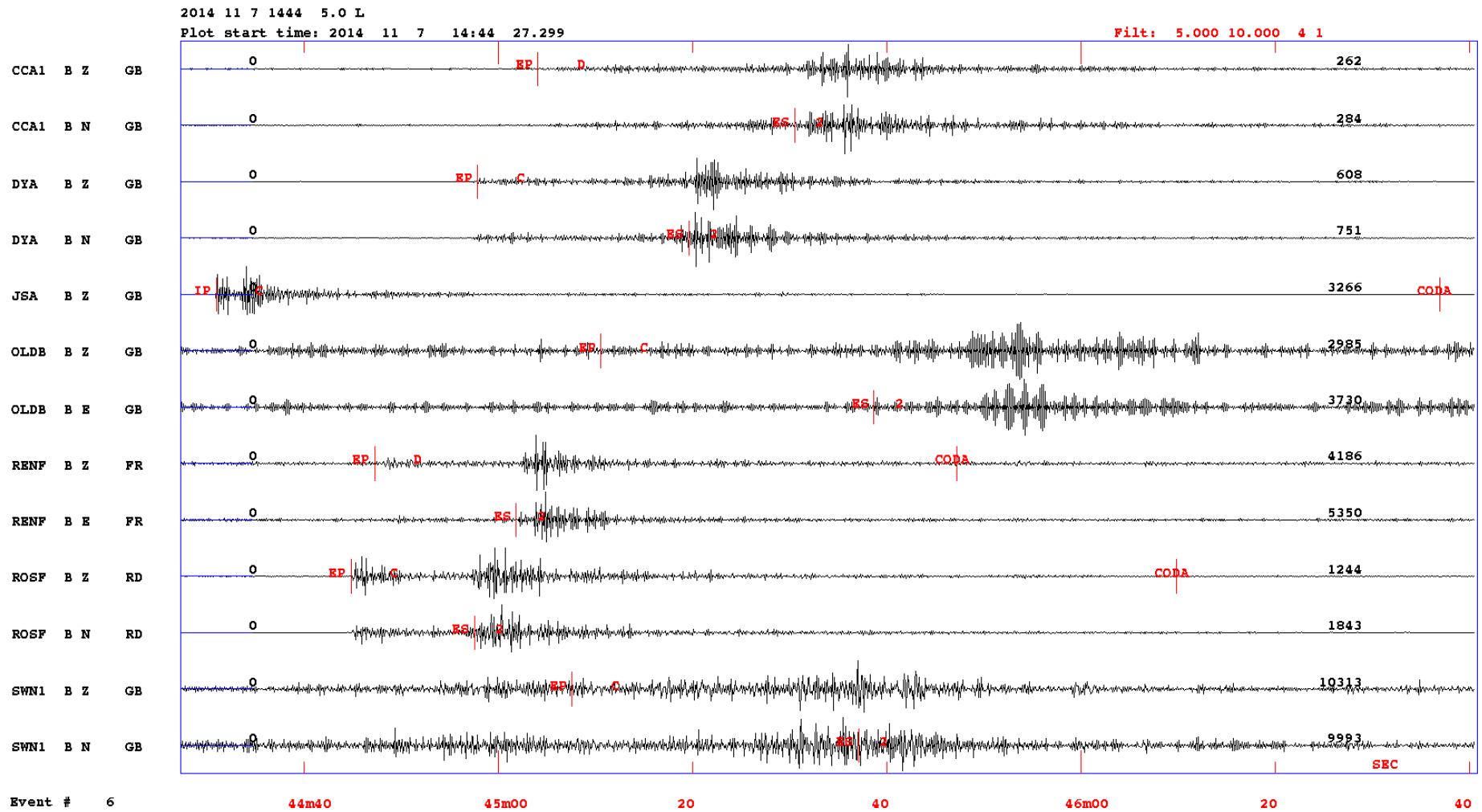
Sismogrammes de l'ensemble des stations pour l'évènement le séisme de Saint Hélier du 11/07/2014, situé 12.2 km de profondeur, d'une Mw 4 et M_{cod} 4.4 et RMS 0.47. En rouge sont représentés mes pointés : le type d'onde P et S, I (impulsive) ou E (émergente), CODA pour le pointé de la fin de signal sur la composante verticale.



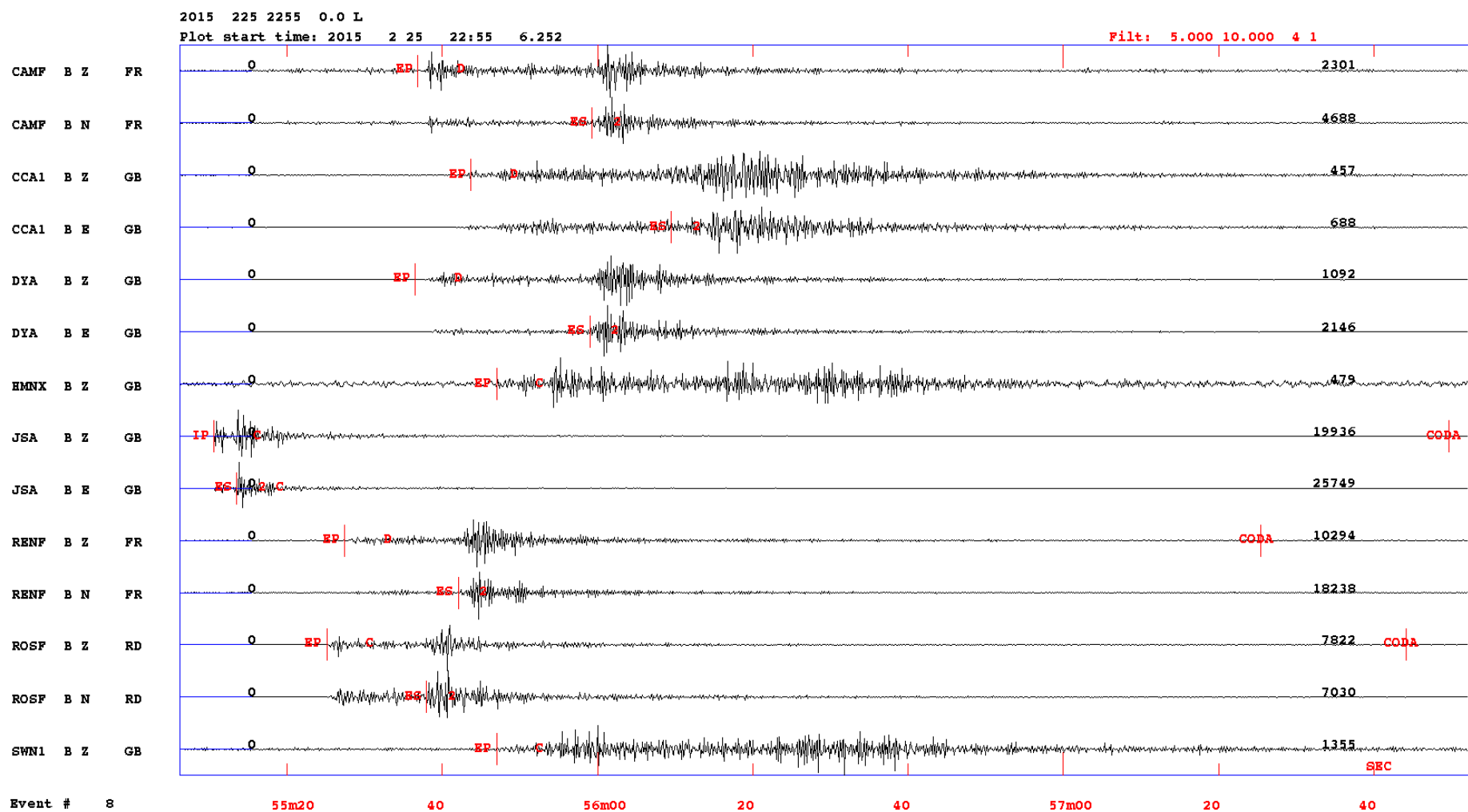
Sismogrammes de l'ensemble des stations pour l'évènement le séisme de Saint Hélier du 18/07/2014, situé 12.7 km de profondeur, d'une Mw 2.3 et Mcoda 2.7 et RMS 0.35. En rouge sont représentés mes pointés : le type d'onde P et S, I (impulsive) ou E (émergente), CODA pour le pointé de la fin de signal sur la composante verticale.



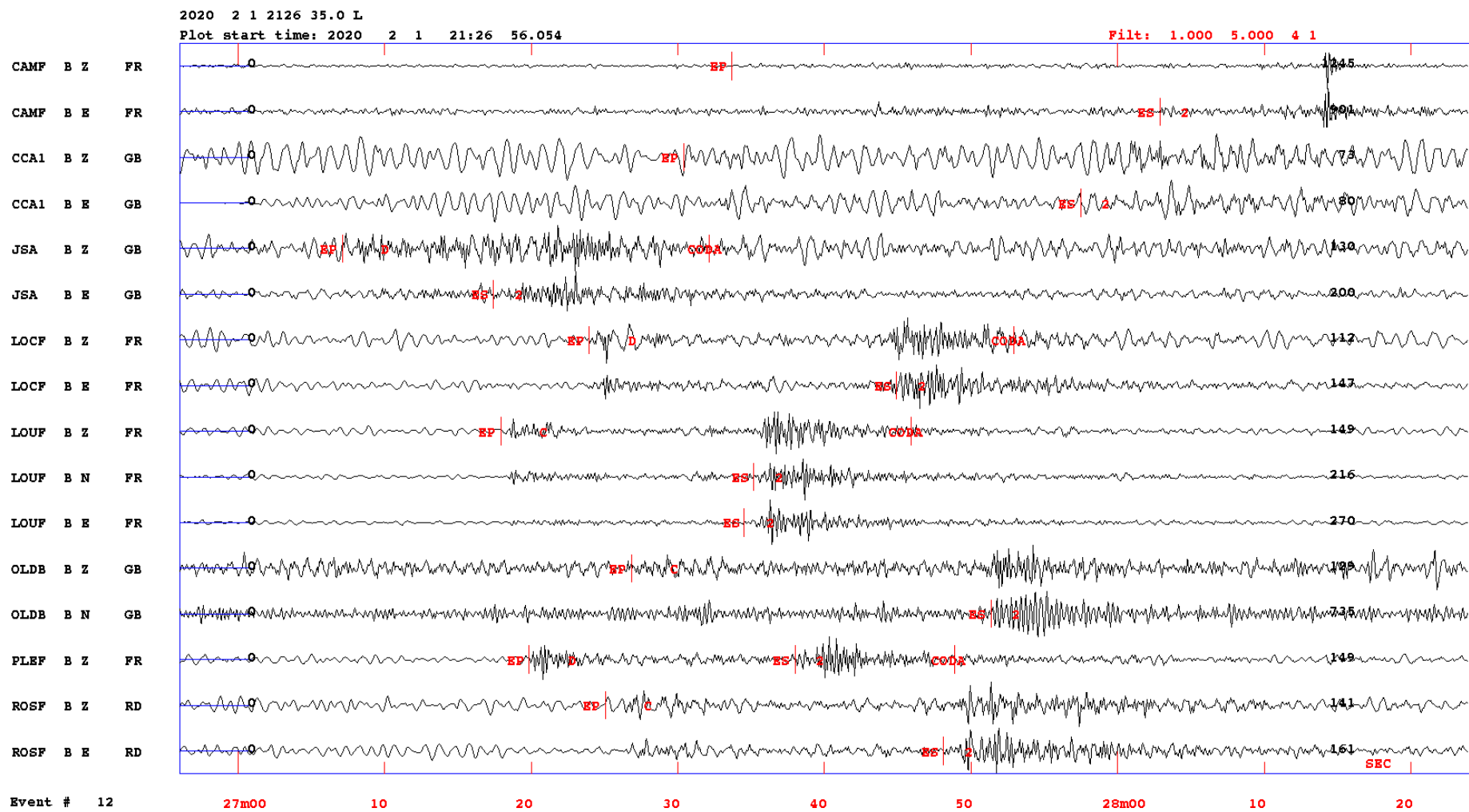
Sismogrammes de l'ensemble des stations pour l'évènement le séisme de Saint Hélier du 23/07/2014, situé 6.2 km de profondeur, d'une Mw 3.3 et Mcoda 2.9 et RMS 0.36. En rouge sont représentés mes pointés : le type d'onde P et S, I (impulsive) ou E (émergente), CODA pour le pointé de la fin de signal sur la composante verticale.



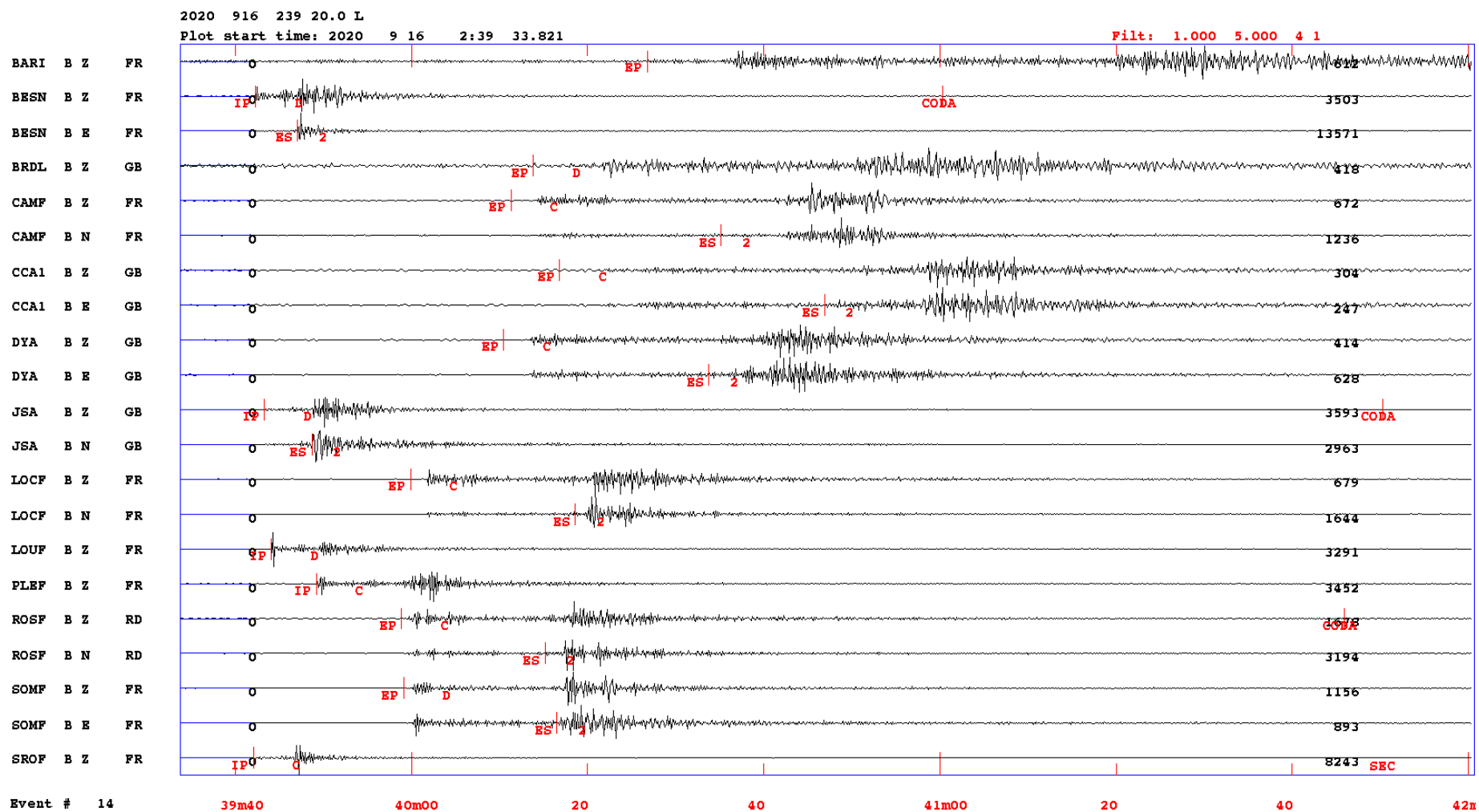
Sismogrammes de l'ensemble des stations pour l'évènement le séisme de Saint Hélier du 07/11/2014, situé 7.8 km de profondeur, d'une Mw 2.5 et M coda 3.3 et RMS 0.19. En rouge sont représentés mes pointés : le type d'onde P et S, I (impulsive) ou E (émergente), CODA pour le pointé de la fin de signal sur la composante verticale.



Sismogrammes de l'ensemble des stations pour l'évènement le séisme de Saint Hélier du 25/02/2015, situé 12.3 km de profondeur, d'une Mw 3.1 et Mcoda 3.7 et RMS 0.28. En rouge sont représentés mes pointés : le type d'onde P et S, I (impulsive) ou E (émergente), CODA pour le pointé de la fin de signal sur la composante verticale.



Sismogrammes de l'ensemble des stations pour l'évènement le séisme de La Hague du 01/02/2020, situé 0 km de profondeur, d'une Mw 2 et Mcoda 2.2 et RMS 0.45. En rouge sont représentés mes pointés : le type d'onde P et S, I (impulsive) ou E (émergente), CODA pour le pointé de la fin de signal sur la composante verticale.



Sismogrammes de l'ensemble des stations pour l'évènement le séisme de Coutances du 16/09/2020, situé 11.1 km de profondeur, d'une Mw 2.7 et Mcoda 3.4 et RMS 0.37. En rouge sont représentés mes pointés : le type d'onde P et S, I (impulsive) ou E (émergente), CODA pour le pointé de la fin de signal sur la composante verticale.

Résumé

La Péninsule du Cotentin (CP) est située à l'interface terre-mer de la partie septentrionale du Domaine Nord-Armoricain (DNA). Elle présente une évolution géodynamique complexe dans un contexte intraplaque, associée à une sismicité modérée et diffuse. Cette thèse vise à analyser les processus de déformation ductile et cassante dans la région du Cotentin et du Golfe Normand-Breton (CP-GNB). L'objectif est de distinguer les déformations des différentes phases orogéniques et d'étudier la déformation récente du Cénozoïque à nos jours. De plus, elle cherche à comprendre les causes de la sismicité et si celle-ci découle de la persistance du contexte d'inversion, réactivant des structures par héritage tectonique.

La cartographie géologique terre-mer repose sur la compilation de données topo-bathymétriques à haute résolution couvrant la partie nord-ouest du Cotentin issues de sources variées, calibrées par des observations sur le terrain et complétées par de nouveaux profils de sismique réflexion haute résolution. L'analyse structurale montre au nord de La Hague (NW Cotentin) un socle cadomien recouvert par des unités paléozoïques, sur lesquelles reposent en discordance des unités méso-cénozoïques. Cette analyse met en évidence un réseau de failles héritées orientées N100°-110°E (LHDF1-2) et N150°-160°E (LHOF et MF) qui a guidé l'histoire structurale de la région. Une chronologie des événements géologiques ayant marqué la zone et les mouvements structuraux cénozoïques en contexte offshore ont été abordés dans cette thèse. Les différentes phases se manifestent par (i) le développement des bassins sédimentaires jurassiques (N110°E) et Crétacé supérieur à Éocène (N160°E et N060°E) et (ii) leur inversion ultérieure post-Éocène. Une faille majeure orientée N160°E (la faille offshore de la Hague) joue un rôle lors de l'extension du Crétacé supérieur, tandis que la compression post-Éocène provoque le plissement redressé des séries jurassiques et la réactivation en décrochement dextre de deux failles orientées N100°E. Les séries déformées ont été profondément incisées et recouvertes de manière discordante par des dépôts fluvio-glaciaires plio-quadernaires.

Le deuxième volet abordé dans cette thèse est l'analyse de la sismicité de la région CP-GNB dans le but de comprendre comment le réseau de fractures fonctionne dans le champ de contrainte actuel. L'analyse a en premier lieu consisté en l'établissement d'un catalogue sismologique à jour pour ce secteur. La CP et le GNB montrent une sismicité diffuse qui semble se concentrer en essaims de type « clusters » au sein du GNB. Elle met en évidence l'existence d'une crise sismique près de Jersey au Sud de la CP (au sud des îles anglo-normandes). Certains séismes situés dans cette zone, datant de 2014-2015 et le séisme de Coutances en 2020, ont été analysés en détail pour améliorer leur localisation, profondeur et mécanisme au foyer. Les relocalisations suggèrent une concentration des épicentres près des zones de cisaillement cadomiennes reconnues régionalement, telles que la faille de Coutances (CoF) et la discontinuité de Saint-Germain-sur-Ay (SGD). La nouvelle analyse des solutions des mécanismes au foyer met en évidence une crise sismique importante à Jersey, avec un séisme principal qui réactive en inverse les zones de cisaillement cadomiennes N060°-N070° (CoF ou SGD) situées à proximité. Cela est suivi par une réactivation d'autres failles annexes correspondant aux failles varisques réactivées N150°E-N170°E. Le mécanisme au foyer de Coutances confirme la remobilisation de la CoF avec, en plus, une composante décrochante. Ces résultats sont cohérents avec l'état de contraintes actuel connu pour la région, avec un axe de compression maximale σ_1 orienté NW-SE à NNW-SSE.

Mots clés :

Cotentin, Golfe Normand-Breton, Héritage structural, Bathymétrie, Sismicité, Inversion, Failles potentiellement actives.

Abstract:

The Cotentin Peninsula (CP) is located in the northeastern part of the North Armorican Domain (NAD). It exhibits a complex geodynamic evolution within an intraplate context, associated with moderate and diffuse seismicity. This thesis aims to analyze and describe precisely the contact between the basement and post-orogenic series and to discuss how basement rocks and structures may control and guide sedimentary basin infill and ductile/brittle deformation. A further step aims to assess how major faults of this polyphased structural setting may be reactivated in the present-day state of stress.

The purpose is to describe and analyse in details the offshore structural pattern around the CP (La Hague cape) with emphasis on the offshore fault network and how it can be reactivated during Meso-Cenozoic period. Newly-acquired high-resolution bathymetric data, calibrated by field structural observations and completed by new high-resolution seismic reflection profiles, have led to the elaboration of a land-sea DEM and related geological sections, which provides a new offshore-onshore geological model of the La Hague area. Combining our newly obtained findings serves to highlight the significance of fault patterns exhibiting various trends, likely inherited, during the post-orogenic phases. These fault patterns coincide with two main aspects: Firstly, the creation of sedimentary basins in the Jurassic (oriented approximately N110°E) and in the Upper Cretaceous/Eocene (oriented approximately N160°E and N50°E). Secondly, the subsequent reversal of these basins during the period after the Eocene period. Of particular importance is a significant fault with a N160°E orientation known as the La Hague offshore fault. This fault is well-documented in relation to the extensional event that occurred during the Upper Cretaceous period. In contrast, the compressional forces following the Eocene period are evidenced through two occurrences: (i) the formation of upright folds within the Jurassic series. Second, the right-lateral movement along two faults oriented roughly N100°E, which cut across the Eocene series. This movement took place within a transpressional context. (ii) the layers that had undergone deformation were deeply carved into and subsequently covered unconformably by Plio-Quaternary fluvio-glacial deposits. Subsequently, a discussion is held about the primary structural events that have influenced the Cotentin area onshore and offshore from the late Variscan period and onwards. These events are examined within the broader geodynamic framework of the English Channel region.

The second aspect addressed in this thesis is the analysis of seismicity in the CP-GNB region to understand how the fracture network operates under current stress fields. First of all, we have compiled a homogeneous and unified instrumental catalog for the period (1962-2023) provided with moment magnitude. The seismicity is characterized by a diffuse spatial distribution in the CP and NBG with a clustering in the south of Jersey island and east of Barfleur (NE Cotentin Peninsula). The main earthquake recorded offshore Jersey (2014-2015) and 2020 near Coutances reached a moment magnitude of Mw 4. The new relocation suggests an epicenter concentration near recognized Cadomian shear zones, such as the Coutances Fault (CoF) and the Saint-Germain-sur-Ay Discontinuity (SGD). The new focal mechanism solutions highlight nodal planes related to the NW-SE and ENE-SSW fault system corresponding to the reactivated Variscan faults N150°E-N170°E and the Cadomian shear zone N060°-N070° (LCSZ and SGD). The focal mechanisms are consistent with the current state of stress with a compressional and tensional axes-oriented NW-SE and NE-SW, respectively.

Keywords:

Cotentin Peninsula, Normand-Breton Gulf, Structural inheritance, Bathymetry, Seismicity, Inversion, Potentially Active Faults.

