



HAL
open science

Déformation active intraplaque : étude pluridisciplinaire terre-mer du risque sismique en Vendée, à partir du séisme du Marais Breton de 1799 (M6)

Caroline Kaub

► To cite this version:

Caroline Kaub. Déformation active intraplaque : étude pluridisciplinaire terre-mer du risque sismique en Vendée, à partir du séisme du Marais Breton de 1799 (M6). Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2019. Français. NNT : 2019BRES0024 . tel-02294013

HAL Id: tel-02294013

<https://theses.hal.science/tel-02294013v1>

Submitted on 23 Sep 2019

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

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

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE
DE BRETAGNE OCCIDENTALE
COMUE UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

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

Par
Caroline KAUB

Déformation active intraplaque : étude pluridisciplinaire terre-mer du risque sismique en Vendée, à partir du séisme du Marais Breton de 1799 (M6)

Thèse présentée et soutenue à Plouzané, le 15 mars 2019
Unité de recherche : Laboratoire Géosciences Océan, UMR 6538, Institut Universitaire Européen de la Mer

Rapporteuses avant soutenance :

Stéphanie GAUTIER
Maître de conférences HDR, GM

Hélène LYON-CAEN
Directrice de recherche CNRS, ENS Paris

Composition du Jury :

Stéphanie GAUTIER
Maître de conférences HDR, GM / *Rapporteuse*
Cécile DOUBRE
Physicienne-adjointe, IPGS EOST / *Examinatrice*
Stéphane BAIZE
Ingénieur-Chercheur, IRSN / *Examineur*
Marc-André GUTSCHER
Directeur de recherche CNRS, LGO / *Président du jury*
Laurent GEOFFROY
Professeur, LGO / *Directeur de thèse*
Laurent BOLLINGER
Ingénieur-Chercheur, CEA-LDG / *Co-directeur de thèse*

Invité(s) :

Julie PERROT
Maître de conférences, LGO / *Co-encadrante*
Pascal LEROY
Maître de conférences, LGO / *Co-encadrant*





Remerciements

Voilà, la fin de cette grande et longue aventure qu'est la thèse s'annonce ... Mes premiers pas en Vendée eurent lieu bien avant mon intérêt pour la faille de Machecoul, sur une tout autre problématique de dynamique sédimentaire actuelle lors d'un stage de 3e année de licence à Noirmoutier avec la fac de Nancy! La thèse était un de mes objectifs en me lançant dans les études supérieures mais les années passant, j'ai beaucoup hésité. Finalement, tout ça aura vraiment commencé à l'autre bout du monde et sous les tropiques, à la fin de mon stage de Master à Mayotte, avec un sujet atterrissant dans ma boîte mail et un long moment au téléphone à peser le pour et le contre. Donc mon premier merci te reviens Christel, sans tes conseils et ta franchise ce jour là, je ne me serai peut être pas lancée. Je reviendrai plus tard sur cet échange téléphonique;)

Plusieurs organismes auront permis la réalisation de cette thèse et son financement, parmi lesquels l'UBO, le CEA, le Conseil Régional de Bretagne, le Conseil Départemental de la Vendée et l'Ifremer).

L'aspect pluridisciplinaire de mon sujet impliquant de nombreux encadrants, la tâche ne fut pas simple, mais je pense que nous l'avons finalement menée avec succès, donc merci à tous. Merci Laurent G., pour m'avoir fait confiance et m'avoir appris l'indépendance scientifique. Merci Laurent B. (eh oui, ce n'était pas toujours simple d'avoir à jongler entre deux Laurent dans les conversations!) de m'avoir soutenue, conseillée et guidée avec tes conseils très clairs quand je ne m'en sortais plus, malgré la distance. Merci Julie, de m'avoir initiée à la sismologie et d'avoir été patiente le temps que je prenne confiance en mes pointés! Merci Pascal L. de m'avoir bien épaulée pour le côté "mer" de ce travail, j'avais tout à apprendre, en Lorraine on a pas vraiment le pied marin! Merci Christine, pour l'aspect géomorphologie et morphotectonique malgré toutes les galères sur ArcGIS!

Je remercie les rapporteuses Hélène Lyon-Caen et Stéphanie Gautier ainsi que les examinatrice-teurs Cécile Doubre, Stéphane Baize et Marc-André Gutsher d'avoir accepté d'évaluer mon travail et de se déplacer en "Penn Ar Bed" pour assister à la soutenance (un département qui porte bien son nom!).

La partie technique de ce travail n'aurait pas pu se faire sans l'appui de nombre de personnes pour l'acquisition, la collecte et le traitement des données ... Merci Christophe P. et Jean-Pierre L. pour votre appui sur les stations sismo. Merci à l'équipe de GENAVIR qui m'a accompagnée pendant un long mois à naviguer sur l'Haliotis dans la Baie de Bourgneuf en jonglant avec la marée (mais si ça passe, y a assez d'eau!) et en slalomant entre les tanker 10 fois plus gros et les touristes inconscients qui s'improvisent navigateurs du dimanche. Quel souvenir que ce 14 juillet à regarder la patrouille de France faire ses acrobaties depuis le bateau, faute de pouvoir rentrer au port à cause de l'arrêté préfectoral!! Merci à Philippe de Ixblue pour le traitement de la sismique. Merci à Charline, Hervé et Axel de l'IFREMER et GENAVIR pour le traitement de la bathy, qui fut une sacrée épreuve pour mes nerfs il faut l'avouer. Et aussi, merci Pascal T. de m'avoir donné accès à TBM, ma VM linux étant beaucoup trop asthmatique ... Merci à Agnès Baltzer de m'avoir partagé ses données de bathymétrie et pour la découverte des haploops! Merci à Sidonie et Philippe pour vos conseils et encouragements! Merci à Christophe M., Frédéric et Sandy pour votre aide précieuse en informatique! Merci à Audrey, Aurélie, Charlotte, Margaux et Véronique, indispensables pour la

partie administrative!! Merci aussi à Elisabeth et Elodie, pour le côté ED! Vous avez toutes toujours été une oreille attentive et étiez prêtes à faire au mieux, quelles que soient les conditions alors ... Merci beaucoup!!

Merci aussi à toute la communauté RESIF, qui m'a permis grâce aux workshop organisés de rencontrer les acteurs de l'aléa sismique en France, à tous les niveaux, et d'apporter un "sens" à mon travail dans le contexte des failles métropolitaines qui il faut le dire, n'attirent pas trop les foules. Merci aussi pour leur soutien à la communauté sismo de Nantes (Eric, Mickaël, Antoine, Méric, Ianis ...) mais aussi d'ailleurs (Julie Albaric, Anne Deschamps et la communauté SEISAN!). Et un grand merci aussi à l'équipe de Géosciences Montpellier (Christel, Matthieu, Rodolphe, Stéphane, Cécilia ...) qui m'aura apporté d'intéressantes discussions et un soutien on ne peut plus bénéfique dans cette dernière année au cours de mes quelques séjours parmi vous. Merci aussi aux doctorants montpelliérains (Anita, Christine, Sam et Amandine ...)! Merci aussi à Hélène H., d'avoir suivi mon travail de loin et de m'avoir fait la surprise d'assister à mon premier oral en anglais à l'EGU 2018.

Merci à mes co-bureaux Alden et Maxence, qui certes, étaient + fourrés dans leurs labos ou en vadrouille à l'étranger que dans notre bureau (:p). Merci Marion, pour toutes nos discussions sur le pourquoi du comment de faire une thèse et pour le covoit (on aura tenu quelques mois, l'intention y était!)! Merci Mumu pour ton soutien dans les moments difficiles, nos grandes discussions philosophiques et tes conseils pour l'aventure du monitorat. Merci à Anne et Estelle (que seraient devenus les chats sans vous?!), Marie, Jean-Mi, Judith, Denovan (aaaaah ArcGIS!), Charles, Marie, Ruth, Manue, Romain, Virgil ... Très utiles nos réunions hebdomadaires (ce sera un 9/10 pour moi aujourd'hui, la fin approche!). Un grand grand merci à Flora, j'espère que maintenant tu auras fait assez de progrès en français pour pouvoir lire tous ces remerciements en VO (:p)! Merci aussi à toi Vanderlei, pour nos nombreuses discussions, ton soutien et tes conseils :) Je ne manquerai pas de venir vous voir à Rio, c'est promis! Mais en attendant, venez explorer la France :p. Mais Brest ce n'était pas que le labo : merci à Antho d'avoir pris soin de mes cheveux pendant ces 3 ans :p, merci Adeline de m'avoir permis de bien verdier mon appartement!

Il y a toujours des acteurs de longue date, qu'on ne voit pas souvent car les chemins de la vie nous séparent à un moment, mais qui sont toujours là quand il faut et qui font un bien fou. On se retrouve en ayant l'impression de ne s'être jamais quittés, même après des mois sans se voir. Merci Audrey d'être là depuis 5 ans, sans jamais faillir. Quels souvenirs d'avoir fait nos congrès en parallèles, et défriché le terrain ensemble! J'ai hâte de voir l'achèvement de ton aventure en thèse, et ça y est, on pourra se dire que tout roule maintenant. "c'est pas deux virgules qui vont changer le bidule" haha J'ai aussi une pensée pour G², Loon et Paka! :) Merci Aurélie, pour ta joie et ta bonne humeur inébranlables, et ton soutien depuis l'autre bout du monde! C'était génial de se retrouver à NOLA pour quelques jours, tu me manquais tellement! Merci Chachou, pour ces balades en terre bretonne et nos longs (car rares haha) appels téléphoniques! Merci à mes questches de la Réunion, Alicia et Brice, qui se sont lancés dans l'aventure d'une thèse sous les tropiques, tenez bon!

Merci à Anne-So, Es, Fab, Clément et Caly pour m'avoir permis d'étendre ma connaissance de l'est jusqu'au Doubs depuis un peu plus de deux ans maintenant! Basile, j'ai fait ce que j'ai pu mais tu étais pressé et ta mère n'a pas voulu m'attendre pour qu'on ponde en même temps haha mais du coup, tu es né exactement 220 ans après le séisme Vendéen de 1799 donc je ne pourrais

jamais oublier ton anniversaire!!

Tout cela n'aurait pas été possible sans ma famille, merci papa et maman, de m'avoir permis de faire de longues études universitaires et de m'avoir toujours soutenue à tous les niveaux, jusqu'au bout, dans ces montagnes russes qui me définissent depuis toujours ... Les trajets de retour dans l'Est étaient bien longs, mais ces séjours tellement indispensables pour se ressourcer!!!! Toujours difficile d'en repartir, mais j'étais à chaque fois chargée de victuailles pour ne pas oublier la Lorraine et l'Alsace! Merci d'être venus explorer la Bretagne avec moi plusieurs fois! Merci à toi ma petite soeur, Leslie, que dire ... Nous nous sommes enfin retrouvées :) Ton tour d'être docteur viendra aussi, mais toi pour les petites et grosses bêtes de tous poils, je serai là aussi ce jour! Merci aux cousin-e-s, oncles et tantes (qui ont fait le déplacement pour voir l'achèvement de ce travail!) ... Merci à mamie des Etangs, merci à mon papi et merci à mamie Margot, mon arrière-grand-mère (je reviens vite fêter tes 99 ans!) d'être présents et bienveillants depuis toujours ... Et je pense tout particulièrement à pépère et mamie de Metz, qui ne pourront pas lire ces lignes mais qui ont été et seront toujours avec moi à chaque instant. Vous formez tous un ciment essentiel à mon équilibre et ces 3 ans passées loin de vous, que dis-je, ces 9 années (!) n'ont clairement pas toujours été simples mais m'ont permis tous les jours de voir à quel point j'ai de la chance de vous avoir, vous m'avez transmis tellement de choses! Tout simplement merci!

Et enfin, merci à "toi", Matthieu, d'avoir été mon premier contact à Brest (grâce à ce fameux coup de téléphone!), de m'avoir prévenue sur la météo bretonne (entres autres), de m'avoir dépannée un bon nombre de fois en bash/csh/GMT puis avec la gravi, d'avoir été mon acolyte de l'Est perdu dans l'Ouest pendant ma première année et ... de t'être lancé dans une toute autre aventure avec moi dans un timing plutôt osé à la fin de ta thèse, mais qui nous réussit tellement! Je t'avais prévenue que ça ne serait pas simple (que je n'étais pas simple?) mais tu as tenu bon, merci de m'avoir supportée pendant ces 2 longues années, de m'avoir reboostée et rassurée quand il le fallait ... Ça n'aurait assurément pas été pareil sans toi alors tout simplement ... Je t'aime!

Et parce qu'on ne peut jamais être exhaustif, je m'excuse d'avance pour celles et ceux que j'ai pu oublier ...

"Puisqu'on ne peut être universel et savoir tout ce qu'on peut savoir sur tout, il faut savoir un peu de tout. Car il est bien plus beau de savoir quelque chose de tout que de savoir tout d'une chose; cette universalité est la plus belle."

Blaise Pascal, Pensées

Table des matières

Table des matières	ix
1 Avant-propos : le séisme Vendéen de 1799	1
1.1 Le 6 Pluviôse de l'an VII de la République, à 3h45 du matin ...	2
1.1.1 Les dégâts en Vendée et Loire-Atlantique	2
1.1.2 Un ressenti dans tout l'ouest de la France	3
1.2 Le champ macrosismique	5
1.3 Les évènements similaires de la façade Atlantique	6
1.3.1 Les séismes historiques de Bordeaux 1759 et Coutances 1853	7
1.3.2 Le séisme instrumental d'Oléron 1972	8
1.4 Quelle magnitude et quelle profondeur pour le séisme Vendéen de 1799?	10
1.4.1 Le modèle d'atténuation de Marin et al. (2004)	10
1.4.2 Estimations existantes	11
1.5 Potentiel de rupture de surface du séisme Vendéen de 1799	12
1.5.1 Généralités : lien énergie-rupture	12
1.5.2 L'énergie libérée	13
1.5.3 Les paramètres physiques de la rupture	13
1.6 L'épicentre macrosismique	14
1.6.1 Le choc principal	14
1.6.2 Précurseurs et répliques	14
1.6.3 Quelle localisation pour l'épicentre et quelle structure en jeu?	15
1.7 Problématique de la thèse	16
1.7.1 Contexte général, objectifs et déroulement de la thèse	17
1.7.2 Structure du manuscrit	19
1.8 Références	21
2 Etat de l'art des déformations finies et actives en extension	23
2.1 Rhéologie de la lithosphère continentale en extension	24
2.1.1 La lithosphère en domaine continental stable	24
2.1.2 Notion d'élasticité effective de la lithosphère	24
2.1.3 Rhéologie de la lithosphère continentale et transition fragile-ductile	25
2.2 Théorie élastique des failles : application aux failles normales	27
2.2.1 Rappels à propos de la théorie d'Anderson	27
2.2.2 Mécanismes de la rupture et du glissement	28
2.3 Géométrie et propagation des failles normales	29

2.3.1	Déformation élastique et cycle sismique	31
2.4	Evolution tectono-sédimentaires des bassins extensifs	34
2.4.1	Evolution du relief et niveau de base	35
2.5	Sismologie et déplacements des failles normales actives en domaines à déformation lente	37
2.5.1	La sismicité des SCR	37
2.5.2	Le cycle sismique et les SCR	37
2.5.3	Moteurs de la sismicité des SCR	39
2.6	Références	40
3	Contexte de l'étude	47
3.1	Le Massif Armoricaïn	48
3.1.1	Cadre d'étude	48
3.1.2	Contexte structural	49
3.1.3	Evolution au Mésozoïque	51
3.1.4	Evolution Paléogène	51
3.1.5	Evolution Néogène	53
3.1.6	Les variations eustatiques récentes	53
3.2	Bassins tertiaires et marais littoraux	54
3.2.1	Les sédiments tertiaires et les grabens effondrés	54
3.2.2	Les marais littoraux	54
3.2.3	Evolution locale du niveau marin	55
3.3	Contexte géologique de la Vendée littorale	57
3.3.1	Le socle	57
3.3.2	La couverture sédimentaire	57
3.4	La déformation du Massif Armoricaïn	60
3.4.1	L'origine de la déformation	60
3.4.2	La déformation du Massif Armoricaïn : surrection ou subsidence?	60
3.4.3	La sismicité instrumentale et historique	63
3.4.4	Implications en termes de zonages sismotectoniques et sismiques	65
3.5	Les indices néotectoniques du Massif Armoricaïn	68
3.5.1	Les indices littoraux	69
3.5.2	Le plateau nantais et la vallée du Gesvres	78
3.5.3	L'accident de Ste-Pazanne - Les Essarts	80
3.5.4	La faille de Chantonnay	85
3.5.5	Quelles sont les failles actives potentielles sud-armoricaines?	86
3.6	Références	88
4	Analyse morphométrique du relief et du réseau de drainage dans le Marais Breton	97
4.1	La faille de Machecoul	98
4.1.1	Etat des connaissances	98
4.1.2	Morphologie terre-mer de l'escarpement de la faille de Machecoul	99
4.2	Notions : analyse du relief et du réseau de drainage	105
4.2.1	Le relief	105
4.2.2	Le réseau de drainage	105

4.3	Méthodologie	106
4.3.1	Calcul du réseau de drainage	106
4.3.2	Quantification du relief	107
4.3.3	Allongement des bassins versants	108
4.3.4	L'intégrale hypsométrique	109
4.3.5	Les indices de pente	109
4.4	Organisation du réseau de drainage de la zone d'étude	110
4.5	Analyse géomorphologique du Tenu et de ses environs	111
4.5.1	Profil en long	113
4.6	Etude du relief du Pays de Retz	113
4.6.1	Les profils enveloppe	114
4.6.2	Les indices du relief	114
4.7	Etude des bassins versants mineurs au nord de la faille de Machecoul	116
4.7.1	Lithologie et réseau de drainage	116
4.7.2	Les indices morphométriques	117
4.8	Synthèse	119
4.9	Références	120
5	Géométrie du bassin et des dépôts sédimentaires plio-quadernaires en Vendée littorale : approche terre-mer	125
I	Méthodologie appliquée à terre	127
5.1	Approche gravimétrique	129
5.1.1	Principe de la gravimétrie	129
5.1.2	Données et calcul des anomalies	130
5.2	Les données de forages	134
5.2.1	La BSS	134
5.2.2	Méthodologie	134
II	Méthodologie appliquée en mer	137
5.3	Les campagnes océanographiques antérieures	139
5.3.1	Historique des campagnes	139
5.3.2	Présentation de la zone d'étude	140
5.4	Les campagnes réalisées dans le cadre de cette thèse	144
5.4.1	La mission RETZ1 (DOI en attente)	144
5.4.2	La mission RETZ2	145
5.5	Outils d'acquisition des données géophysiques	145
5.5.1	Bathymétrie	146
5.5.2	Sismique réflexion marine	148
5.5.3	Conditions d'acquisition	150
5.6	Traitement des données géophysiques	150
5.6.1	Bathymétrie	150
5.6.2	La sismique Sparker	153
5.6.3	La sismique CHIRP	153

5.7	Exploitation des données	154
5.7.1	Interprétation des données de sismique réflexion	154
5.7.2	Calcul du remplissage sédimentaire récent	155
III	Analyse et interprétation des résultats	157
5.8	Géométrie et remplissage du bassin à terre : approche gravimétrique	159
5.8.1	L'anomalie de Bouguer	159
5.8.2	Modélisation	164
5.8.3	Conclusion et Perspectives	169
5.9	Interprétation des données de sismique réflexion (RETZ1 et 2)	171
5.9.1	Description des unités sismiques	172
5.9.2	Les profils	175
5.9.3	Apport des données de sismique	185
5.9.4	Conclusion et perspectives	189
5.10	Etude terre-mer du remplissage sédimentaire néogène à quaternaire	190
5.10.1	A terre	191
5.10.2	En mer	194
5.10.3	Apport de l'étude terre-mer des dépôts	196
5.11	Morphologie des fonds, répartition et dynamique des formations sédimentaires superficielles en mer	199
5.11.1	Notions	199
5.11.2	Nos données et résultats	199
5.11.3	Schéma interprétatif du transport sédimentaire résiduel	204
5.12	Références	207
6	Sismicité instrumentale de la Vendée littorale : apport d'une expérience sismologique temporaire dédiée	213
6.1	Etudes précédentes	215
6.2	Le réseau MACHE	216
6.2.1	Déploiement	216
6.2.2	Instrumentation	217
6.2.3	Données acquises	217
6.3	Traitement des données	217
6.3.1	Préparation des données, détection et extraction des évènements	217
6.3.2	Lecture des temps d'arrivées	219
6.3.3	Localisation des évènements	219
6.3.4	Magnitudes et loi de Gutenberg-Richter.	223
6.4	Etude du rapport V_p/V_s	224
6.4.1	La méthode de Wadati	225
6.4.2	La méthode de Chatelain	226
6.5	Caractérisation de la source sismique	227
6.5.1	Notions	227
6.5.2	Détermination des mécanismes au foyer	230
6.5.3	Détermination du tenseur des contraintes local	232

6.6	Analyse et interprétation de la sismicité en Vendée littorale	236
6.6.1	Groupements temporels de séismes	236
6.6.2	Les résidus et erreurs de localisation	237
6.6.3	Profondeur de la sismicité	238
6.6.4	Le rapport Vp/Vs	242
6.6.5	Distribution des mécanismes au foyer	243
6.6.6	Tenseur des contraintes local	245
6.7	Retour d'expérience	246
6.7.1	La géométrie du réseau MACHE	246
6.7.2	Le modèle de vitesse	246
6.7.3	Intégration de signaux des réseaux nationaux	247
6.7.4	Mécanismes au foyer et plans de rupture	248
6.8	Références	249
7	Synthèse générale, conclusions et perspectives	255
7.1	La faille de Machecoul	256
7.2	Géométrie des bassins sédimentaires, remplissage et activité des failles	257
7.3	L'activité sismique instrumentale et historique de la faille de Machecoul	264
7.3.1	Est-ce que la faille de Machecoul est active?	264
7.3.2	Est-il possible de relier le séisme Vendéen de 1799 à la faille de Machecoul? Quelles perspectives?	265
7.4	Références	268
	Liste des figures	269
A	Annexes du chapitre 1	I
A.1	Documents historiques	I
B	Annexes du chapitre 4	XIII
B.1	Figures annexes	XIII
C	Annexes du chapitre 5	XV
C.1	Figures annexes, Première partie	XV
D	Annexes du chapitre 6	XIX
D.1	Figures annexes	XIX

Chapitre 1

Avant-propos : le séisme Vendéen de 1799

Sommaire

1.1 Le 6 Pluviôse de l'an VII de la République, à 3h45 du matin ...	2
1.1.1 Les dégâts en Vendée et Loire-Atlantique	2
1.1.2 Un ressenti dans tout l'ouest de la France	3
1.2 Le champ macrosismique	5
1.3 Les évènements similaires de la façade Atlantique	6
1.3.1 Les séismes historiques de Bordeaux 1759 et Coutances 1853	7
1.3.2 Le séisme instrumental d'Oléron 1972	8
1.4 Quelle magnitude et quelle profondeur pour le séisme Vendéen de 1799?	10
1.4.1 Le modèle d'atténuation de Marin et al. (2004)	10
1.4.2 Estimations existantes	11
1.5 Potentiel de rupture de surface du séisme Vendéen de 1799	12
1.5.1 Généralités : lien énergie-rupture	12
1.5.2 L'énergie libérée	13
1.5.3 Les paramètres physiques de la rupture	13
1.6 L'épicentre macrosismique	14
1.6.1 Le choc principal	14
1.6.2 Précurseurs et répliques	14
1.6.3 Quelle localisation pour l'épicentre et quelle structure en jeu?	15
1.7 Problématique de la thèse	16
1.7.1 Contexte général, objectifs et déroulement de la thèse	17
1.7.2 Structure du manuscrit	19
1.8 Références	21

"Ce tremblement de terre est le plus fort que, de mémoire d'homme, on ait ressenti dans les départements de l'ouest" écrivait le citoyen Blin, correspondant à Nantes de la Société de Médecine de Paris, "sur le tremblement de terre du 6 pluviôse An 7" (Annexes A.3, A.4 et A.5).

1.1 Le 6 Pluviôse de l'an VII de la République, à 3h45 du matin ...

1.1.1 Les dégâts en Vendée et Loire-Atlantique

Le 6 Pluviôse de l'an VII de la République (25 janvier 1799), un peu avant 4h du matin, un fort évènement sismique secoue la façade ouest, affectant particulièrement la côte vendéenne et la région nantaise. " ... ce matin, nous avons été éveillés par un très fort tremblement de terre, il nous a semblé pour un instant être engloutis dans les débris de nos demeures ..." écrit le commissaire du Directoire exécutif de Bouin (Limasset et al., 1992).

La région, et particulièrement la ville de Machecoul, ayant déjà été extrêmement touchée par la Guerre de Vendée qui s'achevait, le bâti était déjà très vulnérable. "La plupart [des maisons] avaient été plus ou moins maltraitées et desséchées par l'incendie dans la guerre civile et n'avait été réparées que provisoirement" écrivait dans une lettre du 9 Pluviôse un correspondant de Bouin pour La Feuille Nantaise (journal, n°145 du 25 Pluviôse). Toutefois, la zone affectée par des dégâts massifs et prononcés sur le bâti s'étend sur plus de 25 km² de Noirmoutier à Machecoul, et se concentre particulièrement sur le Marais Breton. Toujours dans la lettre de Bouin du 9 Pluviôse, "il n'y a pas de maisons dans notre isle qui n'ait souffert". Une correspondance reçue de Machecoul écrite le 7 Pluviôse (Publicateur de Nantes n°196 du 16 Pluviôse) relatait "il est peu de maisons qui n'aient souffert de ce tremblement; même les plus neuves et les plus solidement bâties. Les murs de façade se sont écartés; d'autres ont entièrement croulés, ainsi que des magasins et des maisons : nombre de cheminées ont été renversées; dans nos plaines, dans nos marais et dans ceux de la Commune de Bois de Séné, les dommages sont plus considérables...". A Nantes, les dégâts sont également importants : "plusieurs Maisons sont écroulées, grand nombre de Cheminées renversées, plusieurs Murs endommagés" (Annexes A.6 et A.7).

La position côtière de la zone mésoséismale (fig. 1.1) induit une lacune logique d'observation de dégâts sur le bâti à l'ouest de la côte vendéenne, mais plusieurs mouvements des eaux sont signalés : inondations, submersions des digues, forte vague secouant les bateaux, montées anormales des rivières ... (Limasset et al., 1992).

Dans le port de Bourgneuf, les digues ont rompu sous l'effet d'une vague formée par des éboulements. "A ces calamités se joignent d'autres accidents plus desolans encore, séjour ceux arrivés par le tremblement de terre et le vimere ou soulèvement de mer qui ont suivi en détachant de toutes les cotes voisines des masses de terre qui ont été transportées par l'effet des marées dans le port de Bourgneuf et ont consommé tant la ruine de ce port que les canaux qui y aboutissent [...] et rompu les digues" peut-on lire dans les extraits du registre des délibérations du canton de Bourgneuf (A.D. L. Atl. L1234; Limasset et al., 1992). Une submersion des digues par une vague près de Bouin est décrite par Jean Bugeon, maçon à Noirmoutier, qui fait état dans son journal que "la moitié des bateaux du port de Coutan qui ont été englouties par le tremblement qu'il la formé une rivière qu'on

en sut pas la profondeur." (Annexe A.12). A Nantes, *"[l]es flots de la Loire se sont soulevés et les mariniers ont éprouvé de fortes secousses dans leurs bateaux"* qu'ils *"ont quittés [...] avec précipitation et frayeur"* (Annexe A.13).

La secousse est plusieurs fois décrite, comme par exemple dans une lettre reçue de Mache-coul écrite le 7 Pluviôse (Publicateur de Nantes n°196) *"Hier à quatre heures du matin nous fûmes réveillés et effrayés par un grand bruit et une terrible secousse de tremblement de terre qui dura plusieurs secondes ..."*. Le citoyen Blin témoigne qu'à Nantes, *"il y a eu une forte secousse [...], qui, partagée par un repos de 2 à 3 secondes, en a duré environ 9 à 10."* (Annexes A.3, A.4 et A.5).

1.1.2 Un ressenti dans tout l'ouest de la France

Malgré le contexte historique, les effets ont été largement documentés à l'époque et on dispose aujourd'hui de nombreux témoignages émanant de diverses sources sur tout l'ouest du pays (Limasset et al., 1992). *"Le tremblement de terre du 6 pluviôse fut ressenti à Bordeaux, la Rochelle, Rennes, Brest, le Mans, Angers, dans toute la partie de l'ouest et au midi de la République."* (Annexes A.3, A.4 et A.5). *"Cette secousse a été sentie dans tout l'Ouest de la France. Des lettres de Laval et de Quimper en sont une preuve."* (Annexes A.6 et A.7).

Le choc principal du séisme Vendéen de 1799 a été très largement ressenti sur le territoire métropolitain notamment en champ plus lointain à plus de 400 km jusqu'à Clermont-Ferrand. *"Il y a eu à Clermont-Ferrand un tremblement de terre dans la nuit du 5 au 6 de ce mois, vers les 4 heures et demie du matin."* *"Le bruit s'était répandu qu'à 5 à 6 lieues de Clermont [-Ferrand]"* écrit Lacoste de Plaisance (Annexes A.8, A.9, A.10 et A.11).

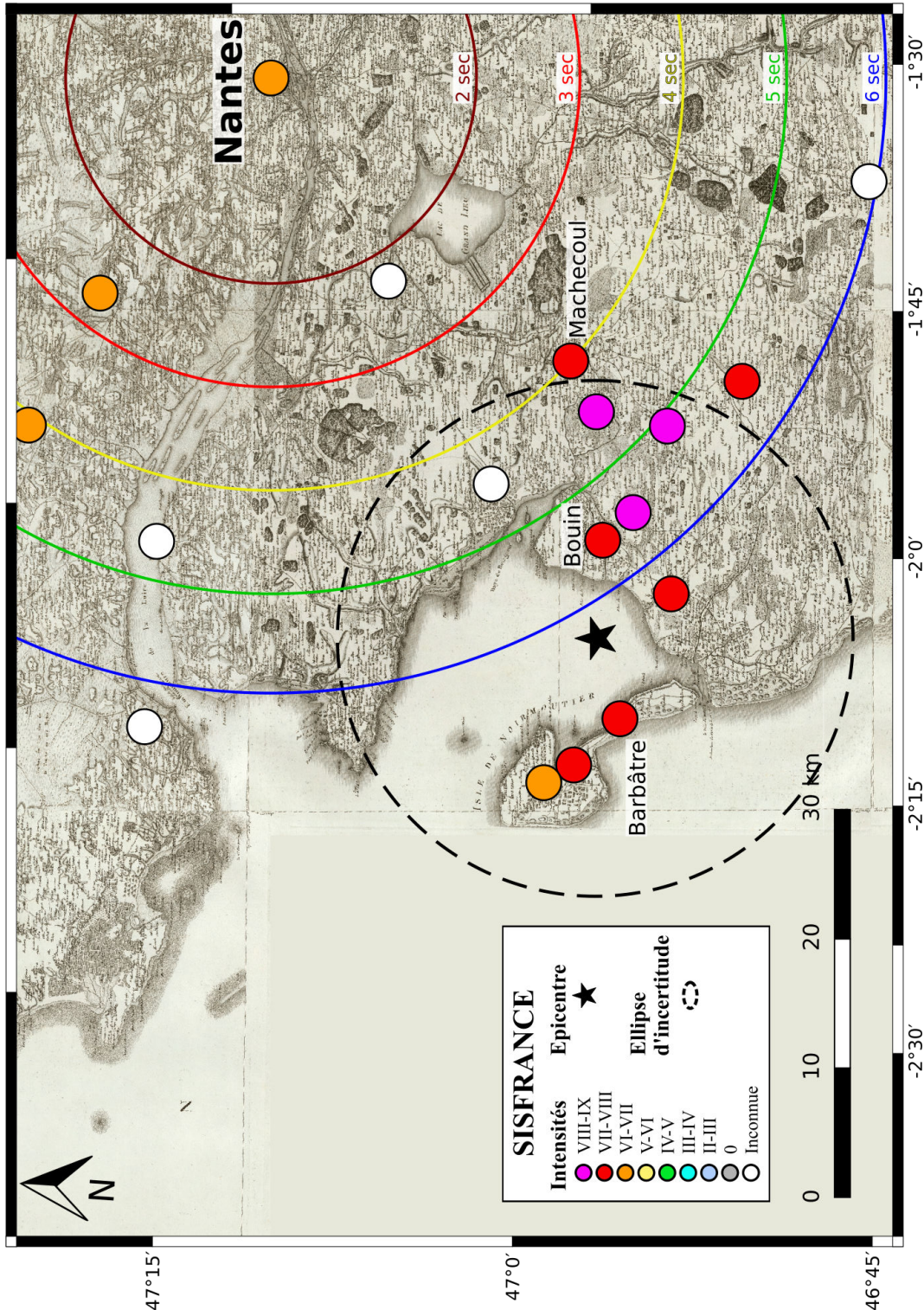


FIGURE 1.1 – Première carte générale et particulière du royaume de France au 1/86 400 de Cassini : extrait de la carte n°131, du Département de la Loire Inférieure (1815). Les intensités macrosismiques du séisme historique de Bouin 1799 (SISFRANCE en échelle MSK-64; Scotti et al., 2004) en champ proche sont reportées. L'épicentre macrosismique de SISFRANCE est représenté par une étoile noire et son ellipse d'incertitude en pointillés noirs. Les cercles concentriques autour de Nantes sont de rayon proportionnel à la différence de temps entre les ondes S et P ($t_S - t_P$).

1.2 Le champ macrosismique

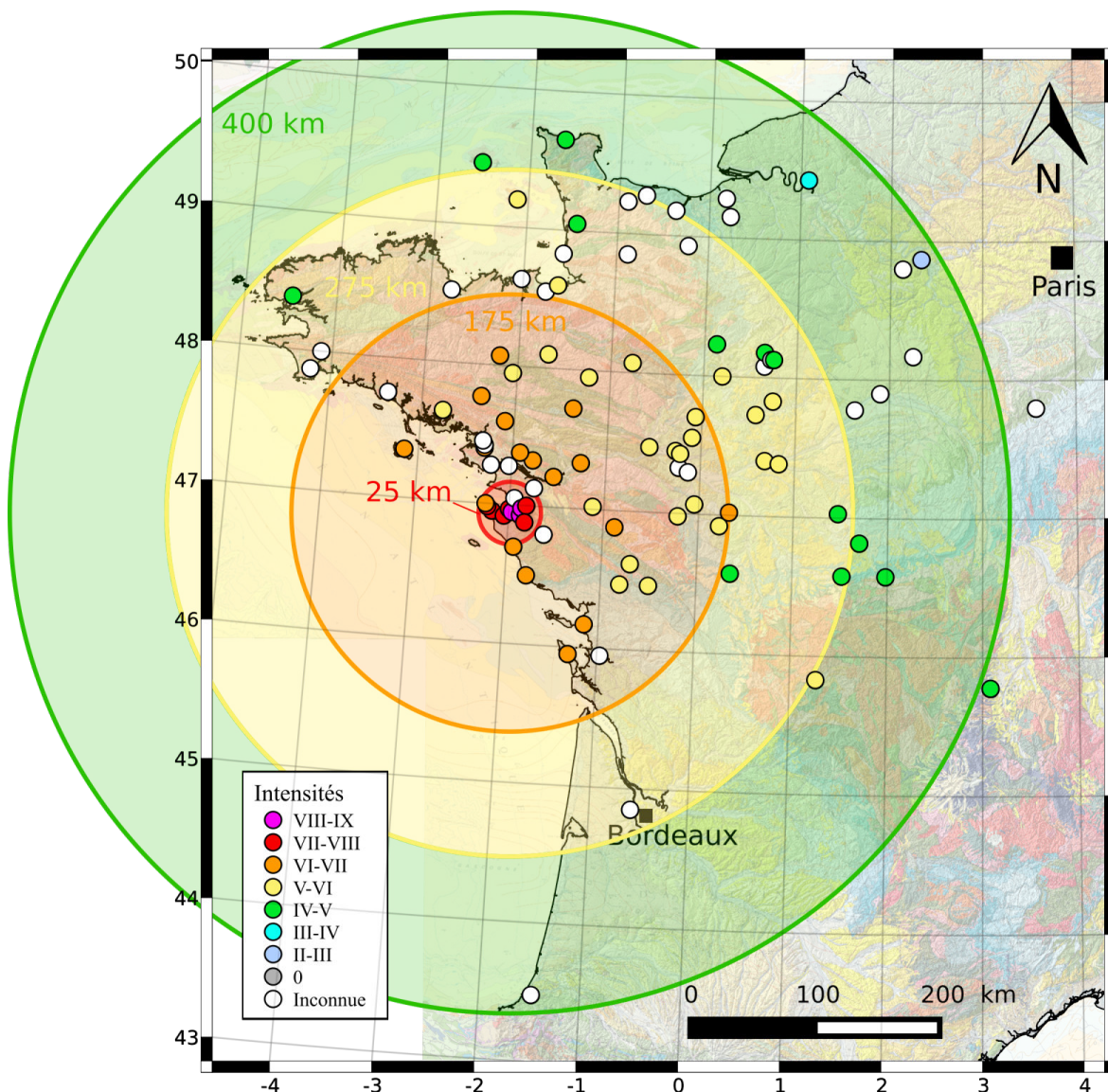


FIGURE 1.2 – Carte des intensités macrosismiques du séisme historique de Bouin 1799 (SISFRANCE en échelle MSK-64; BRGM/EDF/IRSN, 2001). Les cercles de 25, 175, 275 et 400 km de rayon correspondent respectivement à l'étendue des zones d'intensités VII-VIII (en rouge), VI-VII (en orange), V-VI (en jaune) et IV-V (en vert).

Les témoignages historiques ont été traduits en intensités macrosismiques sur l'échelle MSK-64 (Medvedev et al., 1967) puis répertoriées dans la base de données SISFRANCE¹ (Scotti et al., 2004), disponible en ligne (BRGM/EDF/IRSN, 2001). 99 observations macrosismiques contemporaines au séisme sont recensées, permettant de contraindre relativement bien l'évènement (fig. 1.2). L'aire de ressenti du séisme Vendéen de 1799 ainsi que l'amplitude des intensités macrosismiques le font intégrer la liste des séismes historiques les plus importants du territoire français (parmi lesquels on recense ceux de Bordeaux 1759, Coutances 1853, Lambesc 1909, Arette 1967, Oléron 1972, Hennebont 2002 et Rambervillers 2003).

1. <http://www.sisfrance.net/>

Les témoignages locaux ont permis d'estimer que l'intensité maximale de VIII-IX (dégâts massifs) se retrouve uniquement dans le Marais Breton (BRGM/EDF/IRSN, 2001). En effet, les zones les plus affectées, d'intensités VII-VIII (dommages prononcés) et VIII-IX se situent aux alentours de la côte vendéenne, dans un rayon de 25 km, notamment dans les villes de Machecoul, Noirmoutier et Bouin, dont le séisme porte aujourd'hui le nom (fig. 1.2).

En champ lointain, on retrouve toujours l'intensité VI-VII (dommages légers) jusqu'à plus de 175 km. L'intensité V-VI (secousse forte) est ressentie à partir de 75 km et jusqu'à 250-290 km de l'épicentre (Jersey et Limoges, qualité B). Enfin, l'intensité IV-V (secousse largement ressentie) est présente dans les localités situées à partir de 200 km (à Poitiers, qualité B) et jusqu'à plus de 400 km de l'épicentre à Clermont-Ferrand (qualité A). Seules deux intensités inférieures à IV ont été déterminées, à Rouen et à Paris, à 360 et 400 km de l'épicentre. L'intensité n'a pas pu être évaluée pour un tiers des 99 témoignages disponibles mais le ressenti du séisme est avéré.

La majorité des témoignages correspondent donc à une intensité supérieure ou égale à IV-V (secousse largement ressentie), que l'on retrouve jusqu'à plus de 400 km de l'épicentre (fig. 1.2). La précision des témoignages a permis d'évaluer des intensités de bonne qualité (A et B) pour la quasi-totalité des observations et ce même en champ lointain pour les observations les plus éloignées (fig. 1.4 en bas).

Pour une même distance à l'épicentre, la variabilité des intensités est assez réduite, de I à II degrés uniquement. Ainsi, l'étude de l'enveloppe de distribution des intensités en fonction de la distance (fig. 1.4, en orange) semble illustrer le sous-échantillonnage des faibles intensités propre aux séismes historiques, qui est lié au signalement et à la conservation dans les archives des phénomènes et dégâts les plus importants, ayant fortement marqués les populations à l'époque.

Le séisme Vendéen de 1799 a eu lieu après le très fort séisme de Lisbonne 1755 (~ M 8,5-9) qui avait largement marqué les esprits et certainement rendu les populations d'Europe plus attentives aux séismes (Annexes A.3, A.4 et A.5). Quenet (2005) souligne également que l'organisation administrative qui venait d'être mise en place en France a favorisé le recueil et la transmission des nombreux témoignages. Ainsi, l'évènement Vendéen de 1799 n'est pas le seul qui soit documenté historiquement dans la région. Parmi les 2 évènements historiques recensés dans le Marais Breton avant 1799 d'après SISFRANCE (BRGM/EDF/IRSN, 2001), le plus important est le séisme de Bougneuf-en-Retz en 1767, d'intensité épicentrale VI (MSK-64) associé à une M_w macrosismique 4,7 par Manchuel et al. (2017). Cependant, seuls deux témoignages sont disponibles et l'indice de fiabilité de cet évènement est par conséquent très faible. Nous avons donc étendu notre analyse à la façade Atlantique.

1.3 Les évènements similaires de la façade Atlantique

Les nombreuses observations macrosismiques relevées après le séisme de Bouin permettent de le comparer à des évènements similaires ayant eu lieu le long de la façade atlantique, historiques (fig. 1.3) ou instrumentaux (fig. 1.4), pour lesquels on dispose également d'un nombre conséquent de témoignages. Cet exercice nous permettra de mieux appréhender son importance.

1.3.1 Les séismes historiques de Bordeaux 1759 et Coutances 1853

Les évènements historiques du 8 octobre 1759 à Bordeaux et du 1^{er} avril 1853 à Coutances (Cotentin) sont intéressants car ils ont également été largement ressentis sur la façade Ouest (fig. 1.3).

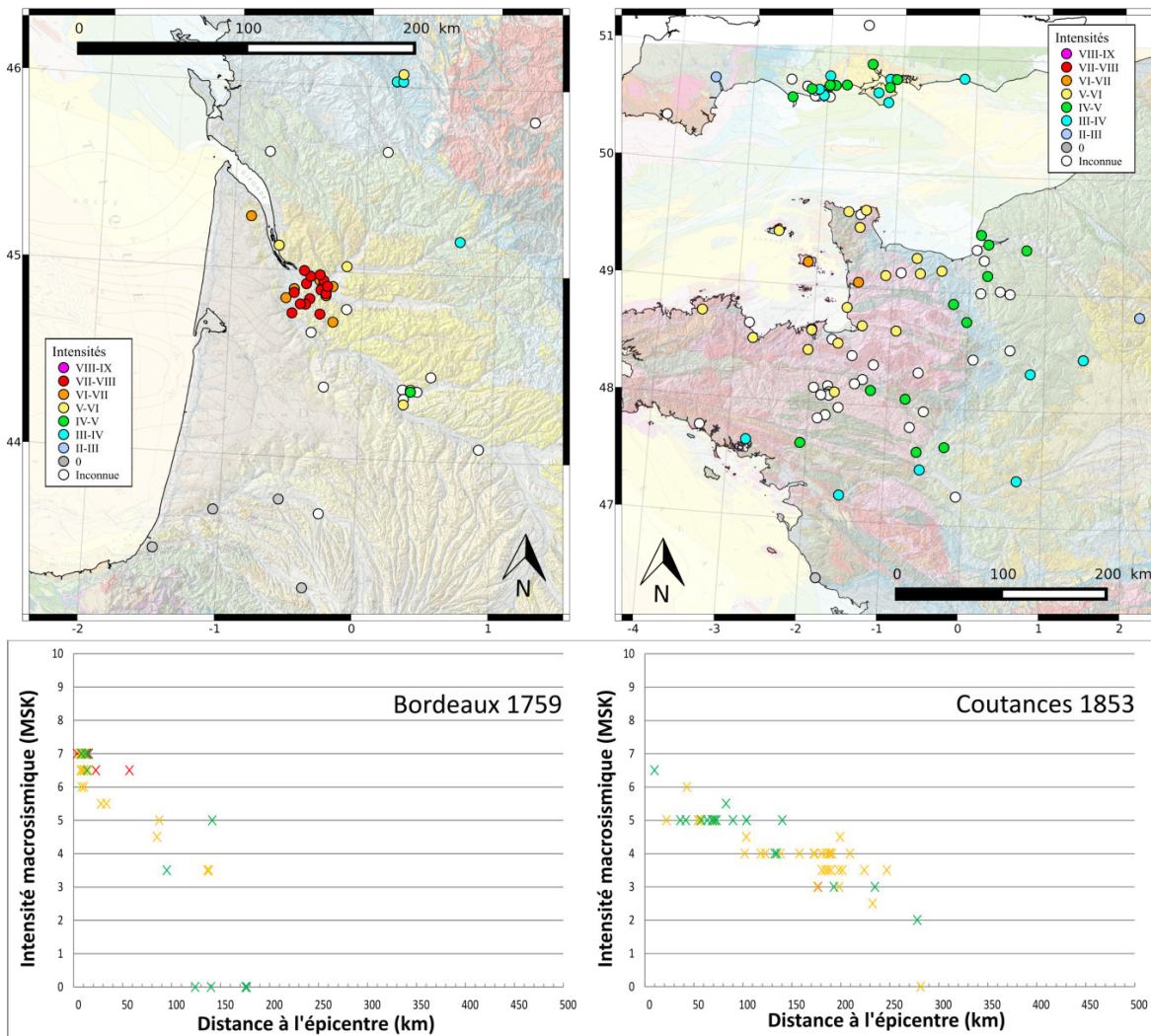


FIGURE 1.3 – En haut, cartes des intensités macrosismiques des séismes historiques de Bordeaux 1759 (à gauche) et de Coutances 1853 (SISFRANCE en échelle MSK-64; BRGM/EDF/IRSN, 2001). En bas, représentation des intensités macrosismiques en fonction de la distance, pour chaque évènement. Les couleurs correspondent aux qualités des témoignages : qualité A (intensité sûre) en vert, qualité B (intensité assez sûre) en orange, qualité C (intensité incertaine) en rouge).

Le séisme de Bordeaux 1759

Pour le séisme de Bordeaux 1759, d'intensité épiscopentrale VII-VIII (dommages prononcés) (Manchuel et al., 2017), 51 données d'intensité s'étendant dans un rayon de 170 km à l'épicentre (pas de ressenti à Bayonne, qualité A) sont recensées dans la base de données SISFRANCE². La majorité des intensités correspondent aux plus fortes intensités (VI-VIII) qui ont été ressenties jusqu'à plus de 50 km environ (qualités B et C, fig. 1.3). Quelques intensités III-V ont été déterminées entre 85 et

2. <http://www.sisfrance.net/>

140 km, et les 4 témoignages de "non ressenti" sont référencés entre 124 et 177 km de l'épicentre.

L'aire de ressenti de cet évènement est donc nettement inférieure à celle du séisme de Bouin 1799 (fig. 1.4). Cependant, même si on ne dispose que de moitié moins de témoignages que pour le séisme Vendéen et que la variabilité des intensités est moins forte à distance égale, le sous-échantillonnage en faibles intensités (inférieures à V-VI pour Bordeaux 1759) semble également se retrouver sur cet évènement (fig. 1.3). Toutefois, les témoignages de "non ressenti" apportent ici une information intéressante pour la détermination de la magnitude maximale de l'évènement.

Le séisme de Coutances 1853

Pour l'évènement de Coutances 1853, d'intensité épiscopale VI-VII (dommages légers; Manchuel et al., 2017), les 92 témoignages se répartissent dans un rayon de plus de 280 km autour de l'épicentre (avec un unique témoignage "non ressenti" aux Sables-d'Olonne, qualité B). Le séisme a notamment été ressenti de l'autre côté de la Manche, au Royaume-Uni (environ 26% des témoignages). La zone maritime induit logiquement une zone sans témoignages et donc sans données d'intensités (fig. 1.3).

Les plus fortes intensités (VI-VII) ont été ressenties à 10 et 43 km de l'épicentre, à Coutances et sur l'île de Jersey respectivement (qualités A et B respectivement). L'intensité V-VI est présente dans un rayon de 125 km et l'intensité IV-V dans un rayon de 200 km, aussi bien en France qu'au Royaume-Uni. L'intensité III-IV de 176 à 247 km de l'épicentre. Enfin, l'intensité II-III est ressentie à deux endroits, à 232 et 278 km de l'épicentre (qualités B et A).

Ainsi, pour un nombre de témoignages équivalent au séisme de Bouin 1799 (fig. 1.4), l'aire de ressenti de cet évènement est sensiblement plus faible mais la variabilité des intensités pour une même distance est comparable. Les intensités les plus faibles semblent toutefois plus décrites pour le séisme de Coutances 1853 avec l'évaluation de 92 points d'intensité (III-IV) (fig. 1.3).

Ces deux évènements qui encadrent l'évènement Vendéen de 1799 à \pm 50 ans sont vraisemblablement de magnitude plus faible, les dégâts recensés dans les témoignages historiques étant moins importants.

1.3.2 Le séisme instrumental d'Oléron 1972

L'évènement du 7 septembre 1972 à 22 h 26 min à Oléron présente le double intérêt d'être un séisme significatif bien documenté macrosismiquement et un séisme instrumental enregistré par le réseau sismologique national. Malgré l'occurrence 6 mois après le début de cette thèse du séisme de La Rochelle le 28 avril 2016, associé à une M_w 3,9 par Sira et al. (2016), nous n'avons pas utilisé cet évènement car les évaluations d'intensités à partir des témoignages ont été réalisées par le BCSF (Bureau Central Sismologique Français; Sira et al., 2016), qui utilise l'échelle EMS98 (Echelle Macrosismique Européenne) et non pas l'échelle MSK-64 (Medvedev et al., 1967) utilisée dans SISFRANCE (BRGM/EDF/IRSN, 2001).

Comme pour le séisme Vendéen de 1799, le contexte littoral des zones les plus fortement touchées induit logiquement une zone sans données d'intensité correspondant à la zone maritime. Les données macrosismiques de l'évènement d'Oléron 1972 rassemblent environ 450 témoignages, soit quasiment quatre fois plus que pour le séisme de Bouin 1799 (fig.1.4). Toutefois, les

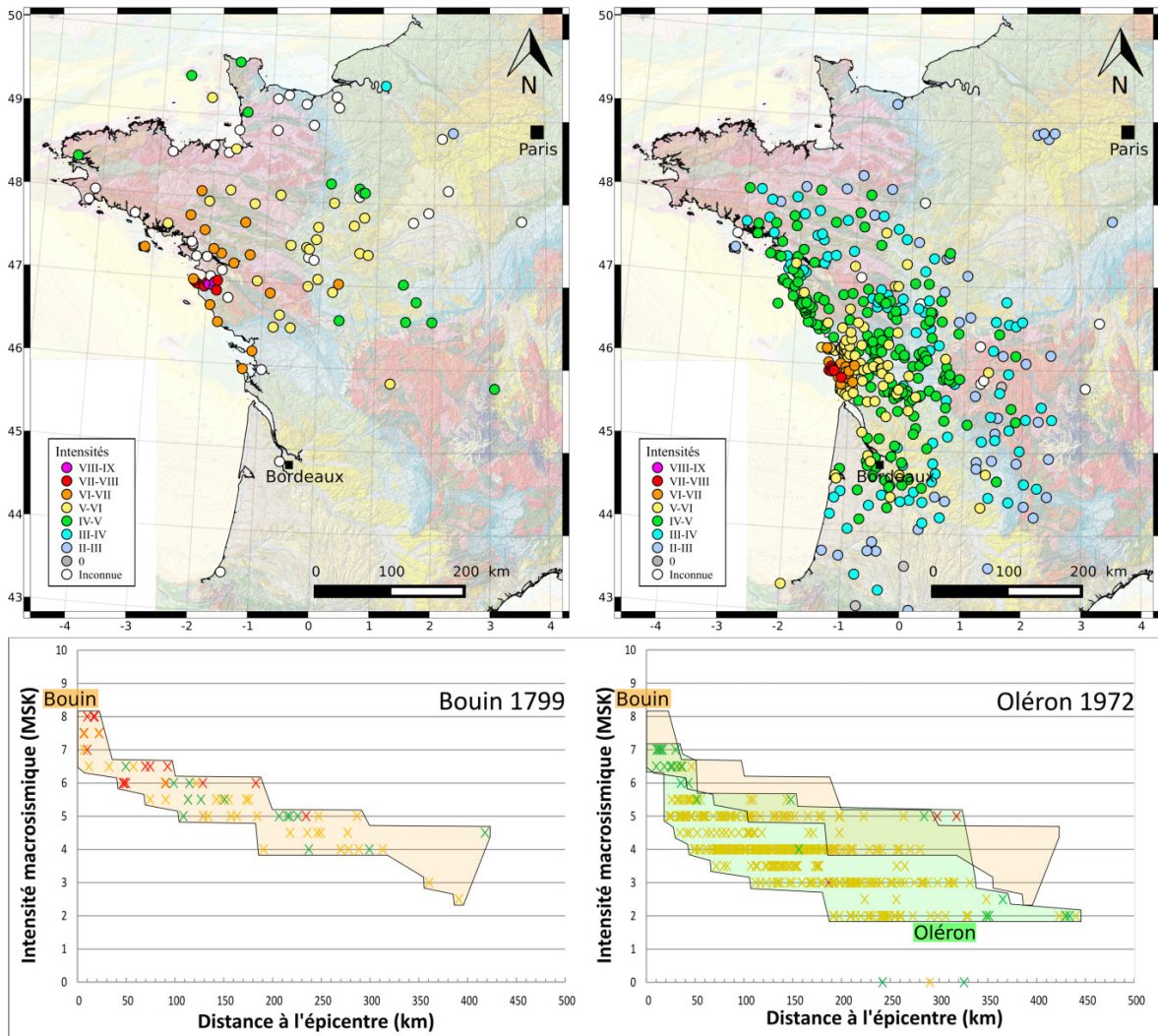


FIGURE 1.4 – En haut, cartes des intensités macrosismiques du séisme historique de Bouin 1799 (à gauche) et du séisme d’Oléron 1972 (SISFRANCE en échelle MSK-64 ; BRGM/EDF/IRSN, 2001). En bas, représentation pour chaque événement des intensités macrosismiques en fonction de la distance et selon un code couleur correspondant à la qualité des témoignages (SISFRANCE en échelle MSK-64 ; BRGM/EDF/IRSN, 2001) : qualité A (intensité sûre) en vert, qualité B (intensité assez sûre) en orange, qualité C (intensité incertaine) en rouge) ; ainsi que de l’enveloppe d’intensités correspondante (en orange pour Bouin 1799 et en vert pour Oléron 1972).

témoignages de ressenti recouvrent la même distance épacentrale, avec un maximum de 435 km pour Bouin 1799 (pas d'intensité, qualité C) et 440 km pour Oléron 1972 (intensité II, qualité B). Les intensités inférieures à IV sont beaucoup plus largement représentées pour le séisme d'Oléron 1972 que pour le séisme de Bouin 1799 (fig. 1.4, enveloppes en vert et orange respectivement). Ceci est très certainement dû à l'attention, la compréhension et l'intérêt contemporain pour les événements sismiques, et à la possibilité incomparable de recensement actuel des témoignages individuels. On dénombre 3 témoignages de "non ressenti", et 25% des témoignages ayant des intensités entre I et III. L'enveloppe de distribution des intensités en fonction de la distance (fig. 1.4, en vert) montre que pour une même distance à l'épicentre, la variabilité des intensités est importante et atteint jusqu'à III degrés.

A partir des enregistrements des réseaux sismologiques nationaux, le séisme de Oléron 1972 a été estimé à une M_w $5,0 \pm 0,3$ d'après Cara et al. (2015). Nous ne disposons évidemment d'aucun enregistrement instrumental pour le séisme Vendéen de 1799, mais il est tout de même possible d'estimer sa magnitude.

1.4 Quelle magnitude et quelle profondeur pour le séisme Vendéen de 1799?

Les données macrosismiques présentent une couverture spatiale riche à l'échelle régionale (fig. 1.4). Elles permettent d'estimer une magnitude macrosismique basée sur une loi d'atténuation des intensités. Certaines de ces lois sont établies en fonction de la distance hypocentrale et permettent de déterminer un couple magnitude-profondeur de l'évènement considéré.

Nous proposons donc de confronter les données d'intensités macrosismiques des événements de Bouin 1799 et Oléron 1972 à une loi d'atténuation existante dans la littérature pour la France métropolitaine afin d'illustrer la variabilité attendue pour l'estimation de la magnitude de ce séisme historique.

1.4.1 Le modèle d'atténuation de Marin et al. (2004)

A titre d'exemple, le modèle d'atténuation établi par Marin et al. (2004) (LDG-CEA, Laboratoire de Détection et de Géophysique, Paris) et calibré sur des événements macrosismiques instrumentaux en magnitude locale (M_L) du RSN (Réseau Sismique National) est défini par :

$$I = 0.96 + 1.79 * M_L - 3.45 * \log_{10} * R \quad (1.1)$$

avec M_L la magnitude locale de l'évènement considéré, et R la distance focale.

Les courbes correspondant à l'atténuation de l'intensité d'un évènement en fonction de la distance à l'épicentre d'après le modèle d'atténuation de Marin et al. (2004) sont représentées sur la figure 1.5 pour des événements de magnitude locale (M_L) comprises entre 5 et 6,5.

En effet, le séisme d'Oléron 1972 pour lequel une magnitude instrumentale a pu être déterminée (M_{LLDG} 5,1 et M_w 3,9 par Sira et al. (2016)), permet une calibration lors de la comparaison des jeux de données de ces deux événements similaires en intensités et situés dans le même contexte.

D'après ce modèle pour l'évènement de Oléron 1972, l'hypothèse "basse" correspondant aux intensités faibles est un évènement de magnitude M_L 5 (fig. 1.5, courbe grise), alors qu'une hypo-

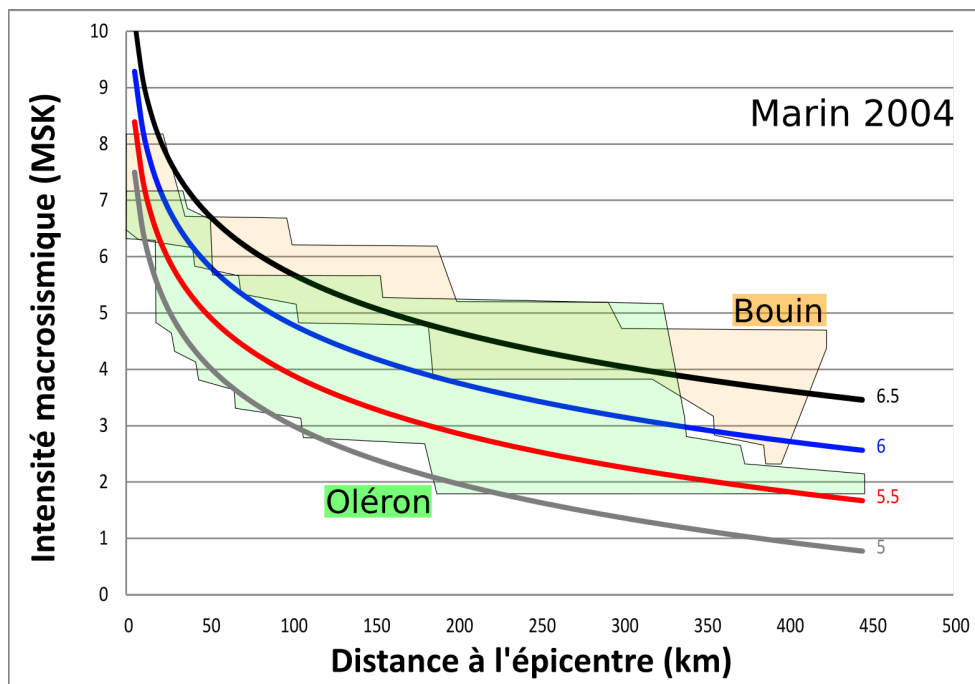


FIGURE 1.5 – Illustration de la variabilité de l'estimation de la magnitude de l'évènement de Bouin 1799. La loi d'atténuation établie par Marin et al. (2004) en fonction de la distance épacentrale est représentée par les courbes pour des évènements de M_L égale à 5 (en gris) - 5,5 (en rouge) - 6 (en bleu) - 6,5 (en noir). Les enveloppes des intensités macrosismiques des séismes historiques de Bouin 1799 (en orange) et d'Oléron 1972 (en vert) sont également reportées sur le graphique (en échelle MSK-64 (BRGM/EDF/IRSN, 2001)).

thèse médiane concorderait avec une magnitude de M_L 6 (courbe bleue). L'évènement de Bouin 1799 pourrait quant à lui être estimé à un séisme de M_L 6 (courbe bleue) dans le cas d'une hypothèse "basse" et concordante avec les témoignages de faible intensité. En revanche, si on considère une valeur médiane des intensités, la magnitude correspondante est plus élevée et supérieure à M_L 6,5 (courbe noire).

Les enveloppes de distribution des intensités épacentrales des séismes de Bouin 1799 et Oléron 1972 sont différentes, et par conséquent, il en est de même pour les estimations de magnitude. Toutefois, si on considère le "biais historique" probable mis en évidence par l'étude des évènements de Bordeaux 1759 et Coutances 1853, on peut faire l'hypothèse que l'enveloppe de Bouin 1799 est sous-échantillonnée en faibles intensités. Dans ce cas, l'hypothèse basse pour cet évènement ne serait plus une magnitude M_L 6 (courbe bleue) mais une magnitude inférieure, probablement aux environs de M_L 5,5 (courbe grise)

Ainsi, à partir des sources historiques, plusieurs études se sont attachées à déterminer les meilleurs couples magnitude-profondeur pour l'évènement de Bouin en s'appuyant sur des approches diverses intégrant jusqu'à 144 lois d'atténuations (Manchuel et al., 2017).

1.4.2 Estimations existantes

La compilation de ces résultats est présentée dans le tableau 1.1. La magnitude de moment (M_w) macrosismique de l'évènement Vendéen de 1799, comprise entre $5,63 \pm 0,22$ et $6,30 \pm 0,34$ soit entre 5,41 et 6,64, peut vraisemblablement être discutée.

La profondeur macrosismique, quand elle a été intégrée et reportée, est importante (21-23,67 km), particulièrement pour le Massif Armoricain, où la sismicité est en moyenne située à 11-13 km de profondeur (e.g. Perrot et al., 2005; Mazabraud et al., 2005).

Référence	Cat	M_w macro	I_0 (MSK-64)	Prof (km)	Epicentre
Manchuel et al. (2017)	FCAT	6,30 ± 0,34	VII-VIII	21 ± 0,09	46,967°N -2,1°E
Stucchi et al. (2013)	SHEEC*	6,16 ± 0,3	VII-VIII	23,67	46,967°N -2,1°E
Stucchi et al. (2013)	-	5,63 ± 0,22	VII-VIII	23,67	46,967°N -2,1°E
Baumont and Scotti (2011)	FPEC	6,33 ± 0,28	VII-VIII	23,67	46,967°N -2,1°E

TABLEAU 1.1 – Compilation des paramètres du séisme de Bouin 1799 disponibles dans la littérature. Les paramètres en gras correspondent aux paramètres fixés lors des inversions respectives.

(Cat : catalogue, M_w macro : magnitude de moment estimée à partir des données macrosismiques, I_0 : intensité épacentrale, MSK-64 : échelle macrosismique de Mercalli Sponheuer Karnik, Prof : profondeur de l'hypocentre, Epicentre : position en latitude et longitude de l'épicentre macrosismique).

* La magnitude macrosismique du catalogue SHEEC correspond à la moyenne pondérée de la magnitude macrosismique déterminée par Stucchi et al. (2013) à partir des données d'intensités et l'algorithme Boxer (Gasperini et al., 2010) (en 3^e ligne) et de celle initialement disponible dans le catalogue FPEC de Baumont and Scotti (2011).

1.5 Potentiel de rupture de surface du séisme Vendéen de 1799

Les implications de ces résultats sont variées. La magnitude de l'évènement semble être significative et par conséquent la taille de la rupture en profondeur à considérer est significative. Mais ce séisme a-t-il été en capacité de propager une rupture de surface?

1.5.1 Généralités : lien énergie-rupture

La magnitude de moment M_w permet d'estimer l'énergie libérée par une faille lors d'un séisme, et s'exprime d'après le moment sismique M_0 par l'équation de Hanks and Kanamori (1979) :

$$M_w = \frac{2}{3}(\log * M_0 - 9,1) \quad (1.2)$$

Le moment sismique M_0 a la dimension d'une force multipliée par une distance (comme l'énergie, en $N.m$) et est défini par la relation de Aki (1965) :

$$M_0 = \mu * S * D \quad (1.3)$$

avec la rigidité de la roche $\mu \approx 30$ GPa, D le glissement moyen sur la faille (en m) et S la surface de rupture (en m^2) qui correspond au produit de la longueur (L) par la largeur (l) de rupture sur la faille ($S = L * l$).

Il permet de quantifier l'énergie mécanique rayonnée par la source sismique et dissipée lors d'un séisme, directement à partir des paramètres physiques de la rupture.

La probabilité de rupture en surface d'un évènement dépend de l'énergie libérée et des paramètres de la source sismique, tels que la profondeur du foyer, la longueur du segment ayant rompu et la magnitude de l'évènement (e.g. Wells and Coppersmith, 1994).

1.5.2 L'énergie libérée

Au regard de la relation 1.2, l'énergie libérée lors d'un séisme varie d'un facteur 2 tous les 0,2 en magnitude de moment M_w . Ainsi, l'incertitude associée aux estimations de la M_w macrosismique dans les études, comprise entre $\pm 0,22$ à $0,34$ (Tab. 1.1), correspond à un facteur 2 à 3 en moment sismique dissipé. Elle est donc importante. D'autre part, si la M_w macrosismique à retenir s'avère être dans l'estimation haute, c'est à dire $M_w 6,64$ (Tab. 1.1), l'énergie libérée est près de 71 000 fois supérieure que dans le cas de l'hypothèse la plus basse de $M_w 5,41$.

Le séisme de Bouin 1799 dominerait donc très largement le bilan d'énergie dissipée sur la période historique depuis le 17e siècle, avec les événements de Bourgneuf-en-Retz en 1767 (M_w macrosismique 4,7), et 1945 (M_w macrosismique 4,2), Préfailles 1942 (M_w macrosismique 3,9) et La Marne 1927 (M_w macrosismique 3,9, d'après Manchuel et al. (2017)).

Il deviendrait donc un des événements de référence pour l'Ouest de la France dans les estimations de l'aléa et les zonages sismotectoniques, ce qui n'est pas systématiquement le cas aujourd'hui. Pour Marin et al. (2004) par exemple, la magnitude locale maximum considérée pour le Massif Armoricain est 5,7 à une profondeur focale de 10 km.

1.5.3 Les paramètres physiques de la rupture

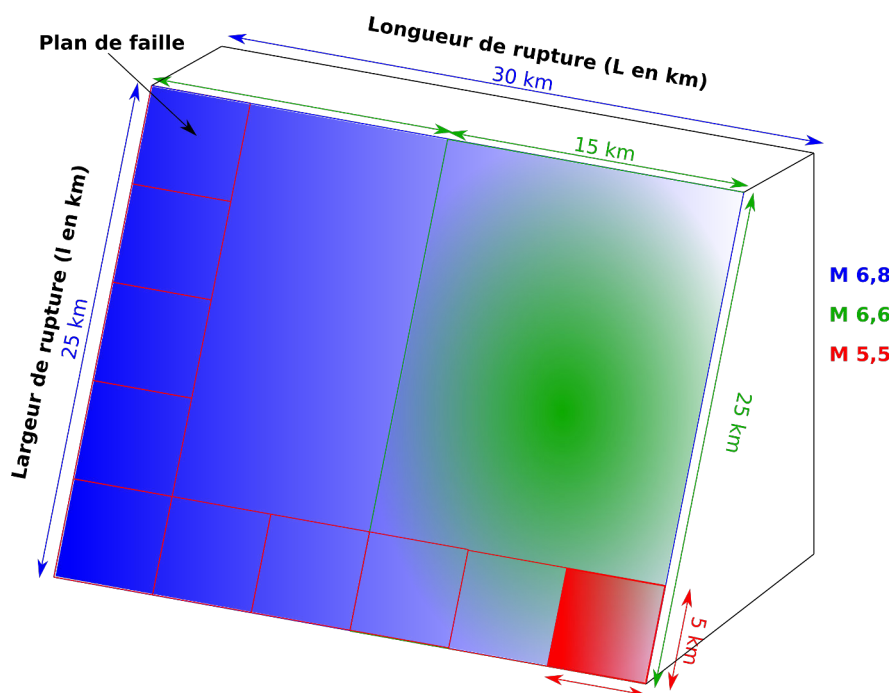


FIGURE 1.6 – Illustration de la rupture du séisme Vendéen de 1799, à partir des estimations de la profondeur de l'hypocentre et de la magnitude de moment macrosismique disponibles dans la littérature (Tab. 1.1). En vert, un événement de magnitude $M \approx 6,6$ peut rompre en surface en mettant en jeu un segment de 15 km de longueur et 25 km de largeur. Le rapport de forme n'est pas respecté. En bleu, un événement de magnitude $M \approx 6,8$, pour un segment de 30 km de longueur et 25 km de largeur. En rouge, un événement de magnitude $M \approx 5,5$, pour un segment de 5 km de longueur et de largeur.

A partir des équations 1.2 et 1.3, le potentiel de rupture de surface d'un événement peut être exploré en faisant varier l'extension de la rupture en profondeur, la longueur des segments mis en jeu, le glissement et la magnitude de la source (fig. 1.6). Toutefois, les lois empiriques détermi-

nées par Wells and Coppersmith (1994) mettent en avant que le rapport de forme (*Longueur * largeur*) de la rupture doit être pris en considération. En effet, la longueur de rupture est en général supérieure à la largeur de rupture.

Typiquement, pour un évènement de magnitude $M \simeq 6,6$ et une profondeur sismogène de 25 km, la longueur du segment de faille mis en jeu est de 15 km (fig. 1.6 en vert). Une rupture de surface est alors possible, mais le rapport de forme n'est pas respecté. Pour cela, il faudrait considérer un segment de 30 km de longueur, et la magnitude serait $M \simeq 6,8$ (fig. 1.6 en bleu) donc supérieure aux estimations proposées (Tab. 1.1). Pour un évènement de plus faible magnitude $M \simeq 5,5$, les dimensions de la rupture sont nettement plus faibles, par exemple une longueur et une largeur de 5 km (fig. 1.6 en rouge).

Ainsi, en considérant la profondeur importante de l'hypocentre ($\simeq 20$ à 24 km, Tab. 1.1) et la M_w macrosismique minimale proposée dans la bibliographie (M_w 5,41), la possibilité d'une rupture de surface est très faible, contrairement à l'hypothèse maximum d'un évènement de magnitude M_w macrosismique 6,64.

La probabilité qu'une rupture ait affecté la surface en 1799 le long d'une des failles du Marais Breton est donc très incertaine. Elle dépend fortement de la magnitude de la source, mais aussi de la profondeur hypocentrale de la source.

1.6 L'épicentre macrosismique

En l'absence de rupture de surface documentée, la position de l'épicentre de l'évènement peut être discutée à partir de différents indices.

1.6.1 Le choc principal

D'après les témoignages recensant les dégâts les plus importants, la zone mésoséismale du séisme vendéen de 1799 est située dans le Marais Breton. Les villes de Bouin et Machecoul ont été particulièrement touchées, et dans une moindre mesure, la ville de Nantes (fig. 1.1). Ces témoignages pourraient permettre de localiser l'épicentre à terre, au cœur du Marais Breton entre Bouin et Machecoul.

D'autre part, si la durée totale de la secousse décrite par les observateurs varie, de nombreux témoignages s'accordent sur le fait que deux secousses consécutives ont été ressenties. La deuxième secousse, plus longue et plus intense a eu lieu après une période de quiescence de quelques secondes (Annexes A.3, A.4 et A.5). Ce phénomène pourrait être assimilé au ressenti du maximum des ondes P suivies des ondes S. En ajoutant 1-2 secondes afin d'accéder au temps d'arrivée de l'onde P, on obtient un intervalle $t_S - t_P$ d'environ 4-5 secondes. Ensuite, en convertissant cet intervalle de temps en distance, on peut proposer une localisation de l'épicentre à terre également dans un rayon de 30 à 40 km des témoignages de Nantes, aux alentours de Machecoul (fig. 1.1).

1.6.2 Précurseurs et répliques

Lors des forts séismes, les précurseurs et répliques peuvent donner des indices sur la localisation épicentrale du choc principal.

Quelques heures avant le séisme Vendéen de 1799 (3h45), vers 00h30, une secousse a été ressentie à Machecoul (Annexes A.1 et A.2). Étant donné le très faible taux de séismes ressentis dans la région, il y a tout lieu de penser que ce séisme était un précurseur du choc principal. Son intensité n'a pu être estimée d'après la source historique (BRGM/EDF/IRSN, 2001). En revanche, aucun témoignage de cet événement n'est recensé à Bouin, qui a pourtant été fortement affectée par le choc principal (fig. 1.1). La magnitude de ce séisme précurseur est donc vraisemblablement faible, et son épicentre macrosismique pourrait être proche de l'unique témoignage et donc de Machecoul.

Le séisme Vendéen de 1799 a probablement été suivi par de nombreuses répliques. 7 événements sismiques ont été reportés dans les chroniques dans les 56 jours suivant le choc principal (BRGM/EDF/IRSN, 2001). *"Le 18 [Pluviôse], à 2h. 10' de l'après-midi, le même bruit se fit entendre, mais un peu plus fort, et accompagné d'une secousse plus sensible que celle de la veille." "Pendant plus de quinze jours, des tonnerres souterrains se firent entendre"* (Annexes A.3, A.4 et A.5). Les témoignages sont ponctuels (à Bouin, Machecoul, Nantes, ou encore les Sables d'Olonnes) et ne font pas état de dégâts majeurs permettant d'estimer des intensités et localiser précisément les événements. Toutefois, le citoyen Blin (Annexes A.3, A.4 et A.5) témoigne que *"Le bruit paraissait venir du côté de la mer; on ressentit sur les bords un plus grand nombre de secousses."* L'épicentre d'une grande partie des répliques pourrait donc se situer en mer.

1.6.3 Quelle localisation pour l'épicentre et quelle structure en jeu ?

Les mouvements des eaux liés à des glissements de terrains et ruptures de digues et signalés dans les ports de Bourgneuf, Coutan et à Nantes ont amené Limasset et al. (1992) à proposer un épocentre sur le plateau continental et non à terre dans la région de Bouin. Ceci rejoint la localisation épocentrale macrosismique en mer entre Barbâtre et Bouin (fig. 1.1, étoile noire) du catalogue de sismicité FPEC (Baumont and Scotti, 2011), dont l'incertitude de localisation est estimée à 20 km en latitude et longitude (fig. 1.1, cercle en pointillés noirs). Parmi les failles déjà décrites en Vendée littorale (e.g. Ters et al., 1979a,b, 1983), la rupture sismique de 1799 a été associée à une prolongation en mer de la faille de Noirmoutier par Limasset et al. (1992) en dépit de son pendage vers le sud, qui n'est à priori pas compatible avec une telle localisation de l'épicentre (fig. 1.7).

La zone mésoséismale définie à partir de la description des dégâts dans les documents historiques se situe dans le Marais Breton, entre Bouin et Machecoul (fig. 1.1, intensités maximales VII-IX en rose). Cependant, il faut noter que la géométrie du bassin et la nature des dépôts du Marais Breton pourraient avoir engendrés de forts effets de site lithologiques (Rey et al., 2016). En effet, les intensités sont estimées à partir des effets macrosismiques (ressentis, observations) qui peuvent varier selon la vulnérabilité du bâti et des effets de sites particuliers topographiques et/ou sédimentaires qui sont reliés à la nature du sous-sol. Ils peuvent par ailleurs être biaisés par l'observateur. La zone mésoséismale, qui correspond à la zone où l'intensité est la plus forte, n'est donc pas forcément corrélée à la position de l'épicentre instrumental.

Toutefois, d'après le ressenti d'un précurseur à Machecoul et la description de la secousse du choc principal à Nantes, si notre interprétation en termes de $t_S - t_P$ est valide, l'hypothèse d'une rupture principale avec un épocentre à terre dans le Marais Breton, à proximité de Machecoul,

semble plus probable qu'une rupture sur la faille de Noirmoutier plus au sud-ouest. Dans ce cas, la faille de Machecoul bordière du Marais Breton (fig. 1.7), pourrait être une candidate solide comme structure mise en jeu pour le séisme Vendéen de 1799.

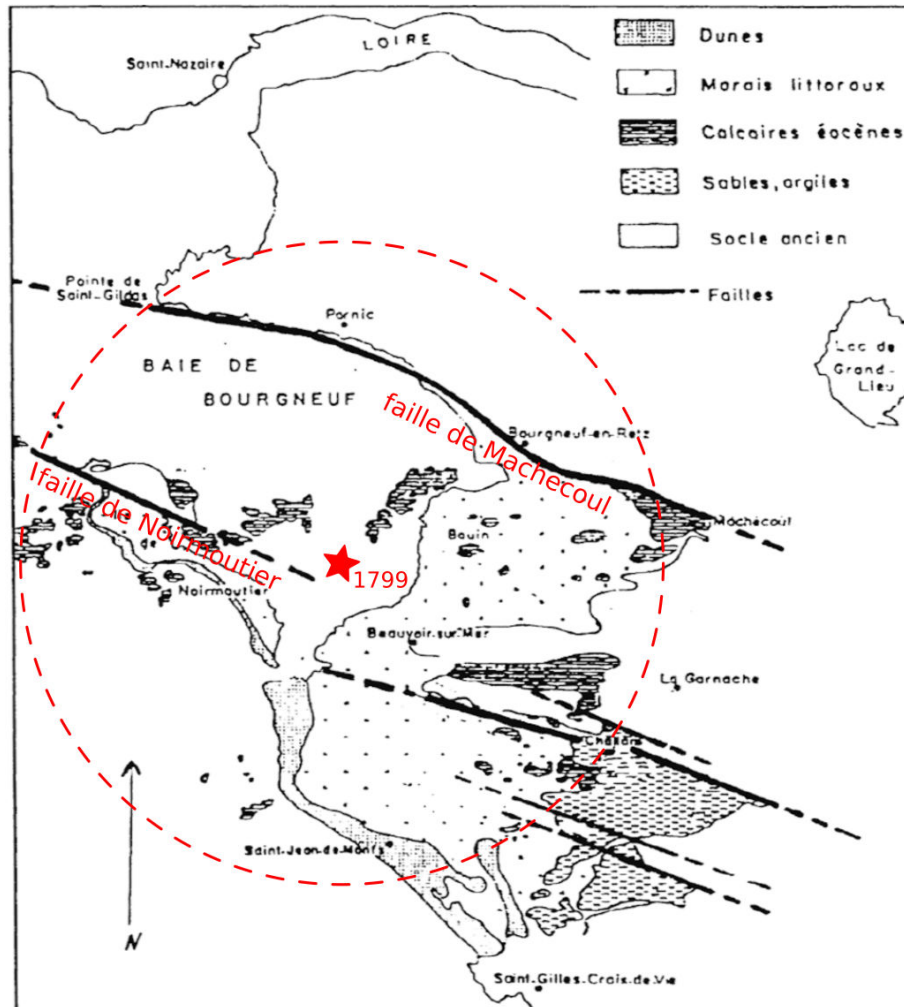


FIGURE 1.7 – Carte des principales failles du Marais Breton modifiée d'après Limasset et al. (1992), avec la localisation de l'épicentre macrosismique SISFRANCE de l'évènement de 1799 (étoile rouge) et de son ellipse d'incertitude ainsi que la proposition de prolongation en mer vers l'est de la faille de Noirmoutier, et la faille de Machecoul bordière du Marais Breton.

1.7 Problématique de la thèse

L'épicentre du séisme Vendéen de 1799 était donc très vraisemblablement situé dans le Marais Breton, qui constitue un bassin sédimentaire dont la structure ancienne a été formée par des failles hercyniennes. Nous pouvons donc nous demander si le remplissage sédimentaire est uniquement lié au comblement d'une dépression ou si la géométrie de ce bassin, en mer comme à terre, est contrôlée par l'activité récente des failles bordières. D'après notre étude des données macrosismiques disponibles, ce travail se concentre essentiellement sur la faille de Machecoul, bordière du Marais Breton, et a pour but d'évaluer l'implication de son activité récente dans la géométrie et le remplissage du bassin et ainsi étudier la possibilité de relier cette faille à l'évènement historique Vendéen de 1799.

Les questions auxquelles nous nous proposons de répondre sont :

- *quelles sont la morphologie et la géométrie de la faille de Machecoul?*
- *quelle est la géométrie des bassins sédimentaires dont elle est bordière à terre et en mer et est-ce que la nature et la répartition de leur remplissage peut nous renseigner sur l'activité tectonique locale?*
- *est-ce que la faille de Machecoul est active? Est-ce que les profondeurs et mécanismes au foyer de la rupture des séismes instrumentaux récents peuvent nous renseigner sur les caractéristiques de l'épaisseur sismogène au droit du Marais Breton?*
- *et enfin, est-il possible de relier le séisme de 1799 à la faille de Machecoul?*

1.7.1 Contexte général, objectifs et déroulement de la thèse

Dans un contexte intraplaque à faible taux de déformation tel que celui de la France métropolitaine, l'approche multi-disciplinaire est incontournable, quelle que soit la question soulevée. L'objet de ce travail de thèse concerne la caractérisation de la déformation récente dans le Sud du Massif Armoricaire, et plus particulièrement dans le Marais Breton et la Baie de Bourgneuf. Notre étude présente une continuité terre-mer liée à la position littorale de la zone et s'applique d'une part à des temps courts, par la sismicité historique et instrumentale, et d'autre part à des temps plus longs (Mésozoïque et Cénozoïque) par l'étude des bassins du Marais Breton et de la Baie de Bourgneuf à partir de données de forages, géophysique marine, gravimétrie et morphotectonique.

Notre étude s'inscrit dans la démarche d'une meilleure compréhension des problématiques sismotectoniques en France métropolitaine, qui serviront à terme à mieux définir l'aléa sismique sur le territoire.

Sismologie

Une étude sismologique a été menée en collaboration avec J. Perrot (LGO), en bénéficiant d'un appui financier et technique du Conseil Départemental de la Vendée (CD85), notamment lors des missions de maintenance des stations et relevés des données par J-P. Laurent (CD85) et C. Prunier (LGO). Un parc de 10 stations a donc été déployé depuis juillet 2011, selon 3 configurations de réseau différentes. Dans le cadre de ma thèse, j'ai participé au troisième et dernier déploiement en janvier 2016. Le réseau temporaire MACHE a enregistré pendant plus de 2 ans, afin de caractériser l'activité sismique au voisinage du Marais Breton. Etant donné le faible taux de sismicité local, les données sismologiques doivent être issues de réseaux implantés judicieusement et couvrir un temps d'observation long afin d'enregistrer un nombre significatif d'évènements.

Ainsi, 58 évènements au total ont été localisés dans le Marais Breton et la Baie de Bourgneuf, permettant de déterminer 8 mécanismes au foyer et un tenseur des contraintes local. Les données sismologiques issues de réseaux locaux nous ont permis de déterminer (1) l'existence d'une faille active et (2) sa géométrie profonde.

Forages, géophysique marine et gravimétrie

Les faibles taux de déformation de la zone, et plus généralement du Massif Armoricaire ne permettant pas d'observer des déformations actuelles et récentes, nous nous sommes tournés vers la déformation à plus long terme. La faille de Machecoul est située en zone littorale, donc nous avons

déployé une approche terre-mer en étudiant les bassins formés par le Marais Breton et la Baie de Bourgneuf.

Deux campagnes de géophysique marine côtière dans la Baie de Bourgneuf ont été réalisées en avril 2016 (RETZ1, chef de mission Pascal Leroy, DOI en attente) et juin-juillet 2017 (RETZ2³, cheffe de mission Caroline Kaub) à bord de la V/O Haliotis.

La détermination de la géométrie du bassin de la Baie de Bourgneuf et de l'expression de la faille de Machecoul en mer ont été faites à partir des données de sismique réflexion Sparker et CHIRP acquises au cours de cette thèse. La répartition du remplissage sédimentaire des bassins à terre et en mer a été étudiée à partir des données de forages de la BSS⁴ (Banque de Données du Sous-Sol) du BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) et de nos données inédites de sismique réflexion. Nous avons ainsi recherché des indices de déformation pour tenter de déterminer si la sédimentation du Marais Breton et de la Baie de Bourgneuf résulte (1) du seul fait des transgressions marines ou (2) d'une tectonique récente s'ajoutant aux dernières transgressions marines. Nos données inédites de bathymétrie haute résolution, couplées aux données de la mission POPCORE⁵ nous ont permis d'étudier la morphologie et la nature des fonds à proximité de la faille de Machecoul, ainsi que de préciser la dynamique actuelle du transport sédimentaire résiduel.

Nous avons également réalisé une étude gravimétrique à partir de données du BGI⁶ (Bureau Gravimétrique International) en collaboration avec C. Tiberi et M. Plasman lors de deux visites au Laboratoire de Géosciences de Montpellier (GM). Nous avons caractérisé la signature gravimétrique du bassin du Marais Breton et de la faille de Machecoul à partir du calcul de l'anomalie de Bouguer afin de la comparer à celle d'autres bassins sédimentaires tertiaires déjà étudiés dans le Massif Armoricaïn, dont l'épaisseur sédimentaire est mieux contrainte. Nous avons également calculé la réponse gravimétrique d'un modèle de bassin sédimentaire contrôlé par une faille établi à partir des données de forage.

Géomorphologie et analyse morphotectonique

Les structures géologiques locales en surface étant peu décrites dans la littérature, une étude morphotectonique à terre et en mer a été menée afin de mieux caractériser la faille de Machecoul. Pour ce faire, nous avons établi une carte morpho-bathymétrique à partir des données de bathymétrie haute-résolution (sonar interférométrique latéral) de la campagne RETZ2, qui compilée aux données marines (HOMONIM à une résolution de 100m) et terrestres (RGEALTI à une résolution de 5m) existantes, nous a permis d'étudier l'expression en surface et la continuité terre-mer de la structure. La partie terrestre de la faille de Machecoul est également illustrée par nos observations sur le terrain, dans un contexte actuel très anthropisé.

Une analyse morphométrique a été réalisée en collaboration avec C. Authemayou (LGO) afin d'étudier le relief et le réseau de drainage à l'échelle du Marais Breton et à l'échelle du pays de

3. KAUB Caroline, LE ROY Pascal, GEOFFROY Laurent (2017) RETZ2 cruise, RV Haliotis, <http://dx.doi.org/10.17600/17008300>

4. <http://infoterre.brgm.fr/page/banque-sol-bss>

5. BALTZER Agnès (2016) POPCORE cruise, RV Haliotis, <http://dx.doi.org/10.17600/16005300>

6. <http://bgi.obs-mip.fr/fr>

Retz, et calculer 9 indices morphométriques pour 6 bassins versants mineurs du compartiment inférieur (Pays de Retz) drainant la rupture de pente de la faille de Machecoul.

Sismotectonique et effet des séismes

Enfin, une étude des chroniques et données macrosismiques couvrant le séisme de 1799 et répertoriées dans la base de données SISFRANCE (BRGM/EDF/IRSN, 2001) a été réalisée en collaboration avec L. Bollinger (CEA/LDG) lors de deux visites au CEA/LDG à Bruyères-le-Châtel. Nos objectifs étaient d'estimer la pertinence des couples magnitude-profondeur existants, le potentiel de rupture de surface et la localisation de l'épicentre macrosismique du séisme Vendéen de 1799. Cette étude a été complétée par une revue des indices néotectoniques publiés à proximité de la faille de Machecoul, lors de deux visites de terrain. La collaboration avec le CEA/LDG comprenait aussi initialement un travail sur la modélisation des effets de bassin et un travail en paléosismologie, qui n'ont malheureusement pas pu être engagés faute de temps.

1.7.2 Structure du manuscrit

Ce manuscrit de thèse est structuré en 7 chapitres et 4 annexes :

1. Avant-propos : le séisme Vendéen de 1799
2. Etat de l'art sur les déformations finies et actives en extension
3. Contexte de l'étude
4. Analyse morphométrique du relief et du réseau de drainage dans le Marais Breton
5. Géométrie du bassin et des dépôts sédimentaires plio-quaternaires en Vendée littorale : approche terre-mer
6. La déformation active en Vendée littorale : étude sismologique
7. Synthèse générale, conclusions et perspectives d'études

Ce premier chapitre présente l'étude de la macrosismicité historique dans le Marais Breton basée sur le séisme du 25 janvier 1799 de Bouin, évènement historique parmi les plus marquants de l'Ouest de la France. Il nous a permis de poser les problématiques spécifiques au contexte régional et à chaque technique utilisée, qui seront développées dans les chapitres suivants.

Le second chapitre constitue un état de l'art sur les déformations finies et actives en extension.

Le troisième chapitre contextualise notre étude dans un cadre géologique, élargi au domaine Sud-Armoricain. Il aborde la déformation du Massif Armoricaire dans la France métropolitaine par une étude de la sismicité instrumentale disponible depuis 1962 grâce aux réseaux nationaux et une synthèse bibliographique des indices néotectoniques de déformation active décrits dans la littérature en Loire-Atlantique et Vendée, illustrés par nos propres observations de terrain.

Le quatrième chapitre rassemble la description morphologique de la faille de Machecoul à terre et en mer à partir de données existantes et inédites, ainsi qu'une première analyse morphométrique du Marais Breton et du Pays de Retz.

Le cinquième chapitre est consacré à l'étude de la structure des bassins délimités à terre et en mer par la faille de Machecoul (Marais Breton et Baie de Bourgneuf respectivement) ainsi que de leur remplissage sédimentaire, à partir des données de gravimétrie, forages, sismique réflexion et

bathymétrie acquises lors de deux campagnes de géophysique marine ayant eu lieu dans le cadre de cette thèse.

Le sixième chapitre est dédié à l'étude de la sismicité instrumentale récente en Vendée littorale menée grâce à une étude sismologique temporaire dédiée, à partir de données acquises lors du déploiement d'un réseau dans le cadre de cette thèse et de données antérieures.

Enfin, **le septième chapitre** consiste à discuter à partir de l'approche intégrée terre-mer développée dans notre travail, de l'activité des failles de Vendée littorale à long et court terme, et plus particulièrement de l'activité actuelle de la faille de Machecoul et de son potentiel rôle dans le séisme historique de 1799.

4 annexes apporteront si nécessaire au lecteur un appui et un complément d'informations sur le travail réalisé :

L'annexe A contenant les documents historiques concernant le séisme Vendéen de 1799 recensés dans la base de données SISFRANCE⁷ (Scotti et al., 2004) et utilisés dans le chapitre 1.

L'annexe B du chapitre 4 en lien avec l'analyse morphométrique du relief et du réseau de drainage dans le Marais Breton.

L'annexe C apportant un support d'informations pour le chapitre 5 correspondant à l'étude terre-mer des bassins du Marais Breton et de la Baie de Bourgneuf.

L'annexe D complétant le chapitre 6 et l'analyse de la déformation active en Vendée littorale à partir d'une étude sismologique.

7. <http://www.sisfrance.net/>

1.8 Références

- Aki, K. (1965). Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits. *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, 43 :237–239. 12
- Baumont, D. and Scotti, O. (2011). The French Parametric Earthquake Catalogue (FPEC) based on the best events of the SisFrance macroseismic database-version 1.1. Technical report, IRSN/DEI/2011-012. 12, 15
- BRGM/EDF/IRSN (2001). SISFRANCE, Fichier de Sismicité Historique de la France. 5, 6, 7, 8, 9, 11, 15, 19, 269
- Cara, M., Cansi, Y., Schlupp, A., Arroucau, P., Béthoux, N., Beucler, E., Bruno, S., Calvet, M., Chevrot, S., Deboissy, A., et al. (2015). SI-Hex : a new catalogue of instrumental seismicity for metropolitan France. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 186(1) :3–19. 10
- Gasperini, P., Vannucci, G., Tripone, D., and Boschi, E. (2010). The Location and Sizing of Historical Earthquakes Using the Attenuation of Macroseismic Intensity with Distance Location and Sizing of Historical Earthquakes Using Attenuation of Macroseismic Intensity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(5A) :2035–2066. 12
- Hanks, T. C. and Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 84(B5) :2348–2350. 12
- Limasset, J.-C., Limasset, O., and Martin, J.-C. (1992). Histoire et étude des séismes. In *Annales de Bretagne et des pays de l'Ouest*, volume 99, pages 97–116. Persée-Portail des revues scientifiques en SHS. 2, 3, 15, 16, 270
- Manchuel, K., Traversa, P., Baumont, D., Cara, M., Nayman, E., and Durouchoux, C. (2017). The French seismic CATalogue (FCAT-17). *Bulletin of Earthquake Engineering*, pages 1–25. 6, 7, 8, 11, 12, 13
- Marin, S., Avouac, J.-P., Nicolas, M., and Schlupp, A. (2004). A probabilistic approach to seismic hazard in metropolitan France. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(6) :2137–2163. ix, 1, 10, 11, 13, 269
- Mazabraud, Y., Béthoux, N., Guilbert, J., and Bellier, O. (2005). Evidence for short-scale stress field variations within intraplate central-western France. *Geophysical Journal International*, 160(1) :161–178. 12
- Medvedev, S., Sponheuer, W., and Kárník, V. (1967). Seismic intensity scale, version 1964 (MSK-64). *Institute of Geodynamics, Jena, Germany, Publ*, 48 :13. 5, 8
- Perrot, J., Arroucau, P., Guilbert, J., Déverchère, J., Mazabraud, Y., Rolet, J., Mocquet, A., Mousseau, M., and 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(3) :935–950. 12
- Quenet, G. (2005). *Les tremblements de terre aux XVIIe et XVIIIe siècles : la naissance d'un risque*. Editions Champ Vallon. 6

- Rey, J., Monfort Climent, D., and Tinard, P. (2016). Impact du séisme de 1799 sur le bâti courant des départements de Loire-Atlantique (44) et de Vendée (85). Brgm rapport final rp-66113-fr. 15
- Scotti, O., Baumont, D., Quenet, G., and Levret, A. (2004). The French macroseismic database SISFRANCE : objectives, results and perspectives. *Annals of geophysics*, 47(2-3). 4, 5, 20, 269
- Sira, C., Schlupp, A., and Schaming, M. (2016). Séisme de la rochelle du 28 avril 2016. *Rapport du BCSF, BCSF2016-R1*, 50 :82. 8, 10
- Stucchi, M., Rovida, A., Capera, A. G., Alexandre, P., Camelbeeck, T., Demircioglu, M., Gasperini, P., Kouskouna, V., Musson, R., Radulian, M., et al. (2013). The SHARE European earthquake catalogue (SHEEC) 1000–1899. *Journal of Seismology*, 17(2) :523–544. 12
- Ters, M. et al. (1979a). Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50 000, feuille de l'Île-de-Noirmoutier. Pointe-de-St-Gildas (X-24-25). *BRGM, Orléans*, 36p. 15
- Ters, M. et al. (1979b). Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50 000, feuille de Machecoul (XI-24). *BRGM, Orléans*, 36p. 15
- Ters, M., Viaud, J., et al. (1983). Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50 000, feuille de Challans (1125). *BRGM, Orléans*, 99p. 15
- Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America*, 84(4) :974–1002. 12, 14

Chapitre 2

Etat de l'art des déformations finies et actives en extension

Sommaire

2.1 Rhéologie de la lithosphère continentale en extension	24
2.1.1 La lithosphère en domaine continental stable	24
2.1.2 Notion d'élasticité effective de la lithosphère	24
2.1.3 Rhéologie de la lithosphère continentale et transition fragile-ductile	25
2.2 Théorie élastique des failles : application aux failles normales	27
2.2.1 Rappels à propos de la théorie d'Anderson	27
2.2.2 Mécanismes de la rupture et du glissement	28
2.3 Géométrie et propagation des failles normales	29
2.3.1 Déformation élastique et cycle sismique	31
2.4 Evolution tectono-sédimentaires des bassins extensifs	34
2.4.1 Evolution du relief et niveau de base	35
2.5 Sismologie et déplacements des failles normales actives en domaines à déformation lente	37
2.5.1 La sismicité des SCR	37
2.5.2 Le cycle sismique et les SCR	37
2.5.3 Moteurs de la sismicité des SCR	39
2.6 Références	40

2.1 Rhéologie de la lithosphère continentale en extension

2.1.1 La lithosphère en domaine continental stable

L'activité tectonique, qui est l'expression des contraintes appliquées à la lithosphère, est dirigée par les interactions entre les plaques : soit en convergence (formant des zones de subduction ou de collision), soit en divergence (zones de rifting). Ainsi, les forces aux limites de plaques sont transmises aux régions intérieures des plaques appelées "stable continental interiors" (SCI) ou "stable continental regions" (SCR), comme par exemple les boucliers, plateformes et les ceintures plissées paléozoïques (Johnston, 1989). Les zones d'intense déformation sont majoritairement situées aux frontières de plaques et donc très localisées, et concentrent plus de 90% de l'activité sismique mondiale. Toutefois, l'occurrence de séismes majeurs loin de ces frontières de plaques montre une certaine déformation élastique dans les régions intraplaques (e.g. Sykes and Sbar, 1973; Sbar and Sykes, 1977). L'Europe de l'Ouest et plus localement l'Ouest de la France sont situées dans un contexte géodynamique de région continentale stable (SCR) à faible déformation.

Caractéristiques générales

Les régions continentales stables présentent généralement une croûte constituée de socle sur lequel repose une couverture sédimentaire. La limite inférieure de la croûte continentale est définie par le Moho situé à environ 40 km, et la température atteinte à cette profondeur varie entre 300 et 600°C (Burov and Diament, 1996). La croûte supérieure est froide et résistante, alors que la croûte inférieure est plus chaude et ductile, pouvant fluer sur des temps longs. L'essentiel de la rigidité lithosphérique est localisée dans le manteau lithosphérique supérieur, sous le Moho.

Nous allons dans un premier temps, aborder les processus long-terme appliqués à la lithosphère ainsi que ses caractéristiques rhéologiques. L'ensemble des processus, tectoniques ou non, influant sur les forces appliquées à la lithosphère en SCI seront traités plus loin.

2.1.2 Notion d'élasticité effective de la lithosphère

Les propriétés mécaniques et rhéologiques de la lithosphère varient temporellement et spatialement et sont notamment définies par la rigidité flexurale (D) et l'épaisseur équivalente élastique (T_e). L'application d'une charge (ou d'une décharge) topographique ou de subsurface induit une réponse élastique de la lithosphère (la flexure), liée à plusieurs paramètres tels que l'épaisseur de la lithosphère et son élasticité, ainsi que la magnitude et la distribution latérale de la charge appliquée. L'épaisseur équivalente élastique dépend de plusieurs paramètres tels que le géotherme, l'épaisseur crustale et la courbure flexurale de la plaque (Kusznir and Karner, 1985). Les variations locales sont, elles, généralement le résultat de contraintes flexurales additionnelles (Burov and Diament, 1996).

Le comportement de la lithosphère n'est cependant pas purement élastique : il est visco-élastoplastique. Lorsqu'on provoque une flexure de la lithosphère en appliquant une charge, des zones de faiblesse au comportement inélastique apparaissent (fig. 2.1). Le comportement mécanique de la lithosphère dépend également du temps de charge, estimé à partir de l'équation du temps de relaxation de Maxwell $\tau = \eta/E$ (avec η la viscosité et E le module de Young). Ainsi, les données rhéologiques suggèrent que la plupart des roches ont un comportement inélastique au long terme ($> 0,1$ Ma) si la température est suffisante (Burov and Diament, 1996).

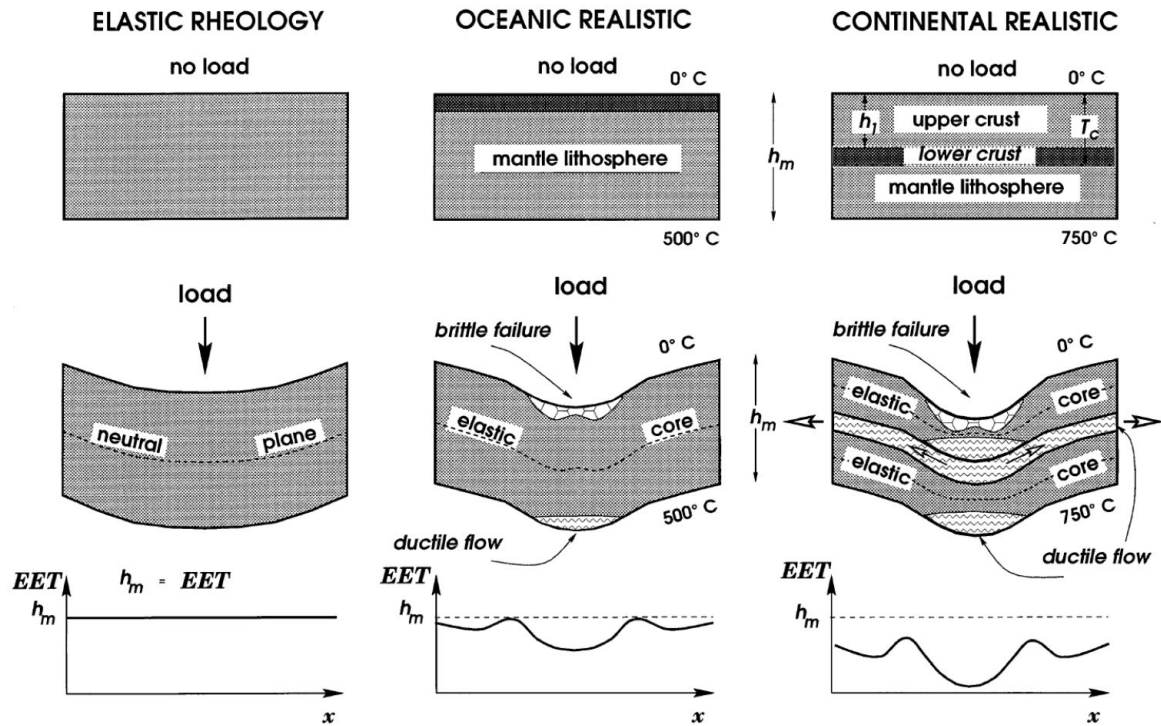


FIGURE 2.1 – Rhéologie de la lithosphère en domaine océanique et continental : impact de la charge et de la flexure sur la création de zones de faiblesses et du découplage entre la croûte supérieure et le manteau en domaine continental, d'après Burov and Diament (1996).

La rigidité flexurale de la lithosphère est différente que l'on soit en domaine océanique (où elle est liée au géotherme et donc à l'âge de la lithosphère, Watts (1978)) ou en domaine continental. Pour les continents, T_e correspond à l'épaisseur équivalente des couches rhéologiques rigides, de forte viscosité (croûte et manteau lithosphérique supérieurs). C'est la notion de "coeur élastique" (Watts and Burov, 2003). L'épaisseur équivalente élastique dépend de l'état thermique de la lithosphère et peut varier pour les continents de 0 à 100 km (McKenzie, 2003).

2.1.3 Rhéologie de la lithosphère continentale et transition fragile-ductile

La réponse de la lithosphère dépend donc de l'amplitude et de la durée de la charge. La déformation induite est ainsi soit élastique (qui disparaît lorsqu'on arrête d'appliquer la contrainte), soit plastique (atteinte au-delà du seuil d'élasticité et irréversible). La déformation plastique au sens large s'exprime soit de manière ductile (processus lent et progressif), soit cassante comme par exemple lors d'un séisme (processus instantané qui libère de l'énergie élastique sous forme des ondes sismiques).

La profondeur de transition entre le comportement ductile ou cassant de la lithosphère dépend notamment de ses caractéristiques intrinsèques (la composition des roches) et des conditions physiques dans lesquelles elle se déforme (le gradient géothermique, la présence de fluides ou non, la vitesse de déformation). L'extrapolation de données expérimentales sur le comportement des roches permet de définir des modèles rhéologiques d'enveloppe de contraintes (Goetze and Evans, 1979), à partir de la loi de Byerlee (Byerlee, 1978) et des lois de fluages plastiques et/ou diffusion qui décrivent la résistance de la lithosphère (en MPa) en fonction de la température et donc de la profondeur (fig.2.2).

La lithosphère continentale présente deux pics de résistance : le premier dans la croûte supérieure à 15-20 km et le second, théorique, dans le manteau situé sous le Moho. On peut ainsi définir l'épaisseur sismogène de la croûte, dans un milieu cassant et correspondant à la zone de nucléation possible des séismes. Au-delà, on atteint la transition cassant-ductile et la croûte est considérée asismique.

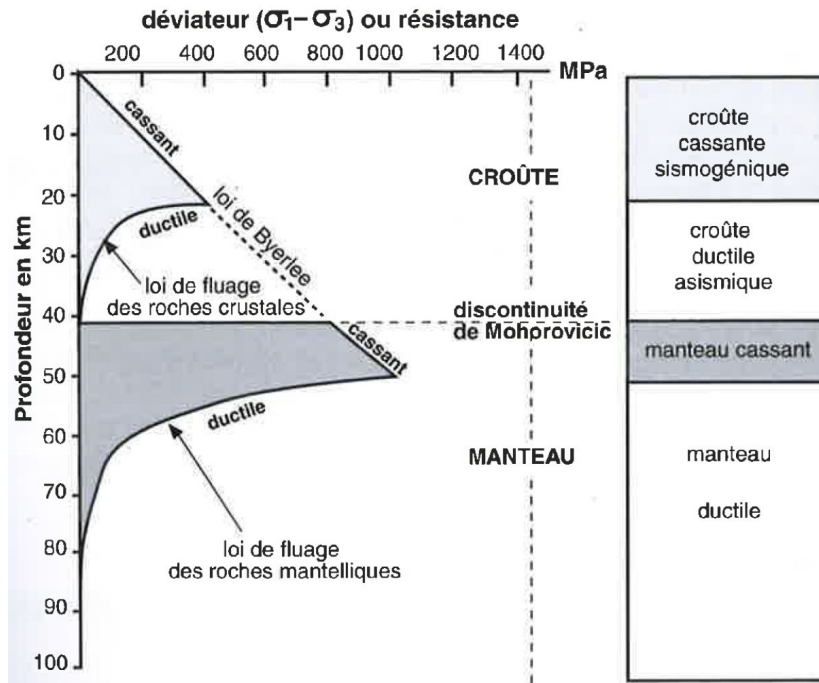


FIGURE 2.2 – Rhéologie de la lithosphère associée au comportement sismogénique en domaine continental, d'après Burov and Diament (1996).

Effet de la température

La profondeur de transition entre les comportements ductiles et par friction est largement contrôlée dans la croûte par le comportement du quartz (e.g. Kirby and Kronenberg, 1987; Ranalli, 1995) et dans le manteau par celui des olivines (e.g. McNutt, 1984; Burov and Diament, 1995, 1996) (fig. 2.3). Une lithosphère riche en quartz est plus déformable en extension comme en compression qu'une lithosphère de même structure thermique et avec moins de quartz.

Le géotherme influe sur le comportement mécanique des roches selon leur composition et doit donc être pris en compte dans les modèles rhéologiques (e.g. Petersen and Wesnousky, 1994). A composition équivalente, plus le gradient géothermique est fort, plus la déformation est facile. Si le gradient géothermique est faible, la résistance de la lithosphère se trouve renforcée. D'après Petersen and Wesnousky (1994), la profondeur de la transition fragile-ductile de la croûte est largement influencée par la température, et donc par l'âge de la lithosphère. A l'inverse, un flux de chaleur important induit une transition fragile-ductile peu profonde, d'autant plus en contexte extensif que compressif (fig.2.3 Kuznir and Park, 1984).

La déformation en extension est accommodée à l'échelle lithosphérique par plusieurs types de structures extensives classées selon leur géométrie, leur degré d'évolution et leur contexte tectonique (e.g. rifts, grabens, demi-grabens, système en dominos). Dans toutes ces structures, la croûte supérieure est déformée par des failles normales.

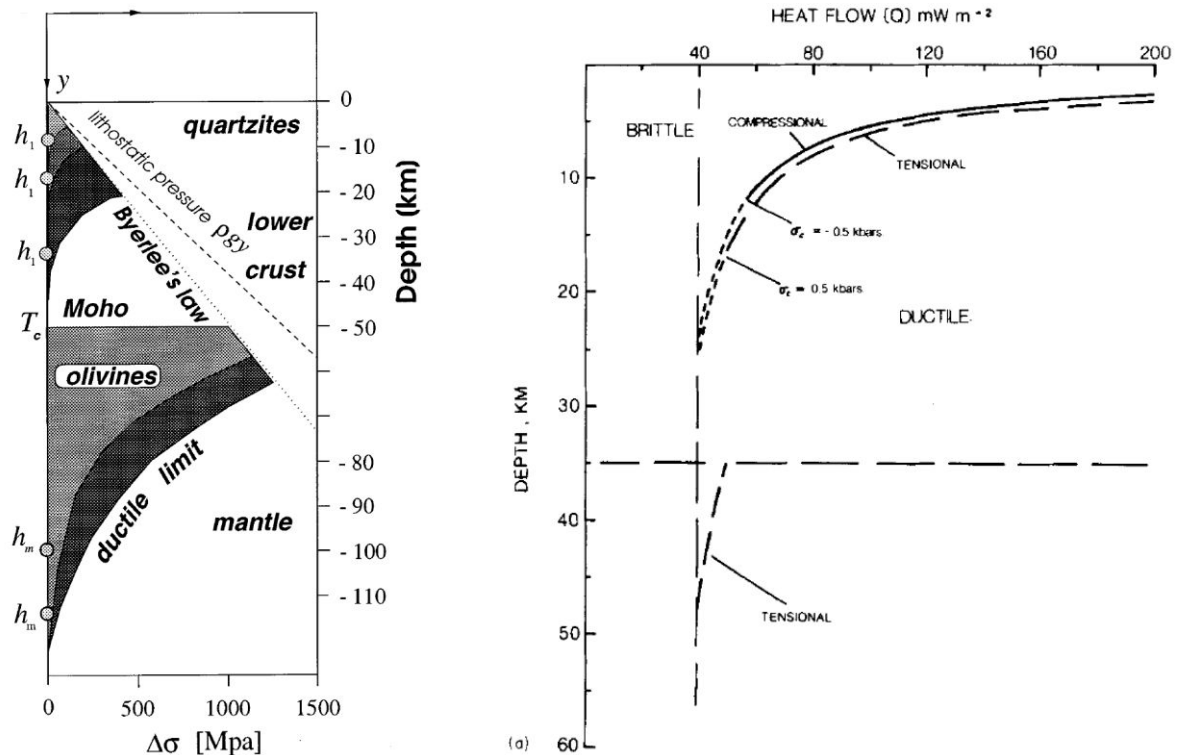


FIGURE 2.3 – A gauche, profondeur de la transition fragile-ductile en fonction de la composition et du géotherme, modifié d'après Burov and Diament (1996). A droite, profondeur de la transition fragile-ductile calculée en fonction du flux de chaleur de la lithosphère, en déformation compressive et extensive, d'après Kuznir and Park (1984).

2.2 Théorie élastique des failles : application aux failles normales

2.2.1 Rappels à propos de la théorie d'Anderson

Lors d'une étude des failles, il faut différencier les failles néoformées des failles héritées. Dans un souci de compréhension des mécanismes à l'origine de la formation des failles et d'interprétation dynamique des failles, Anderson (1951) a proposé une classification reposant sur l'hypothèse que dans la croûte supérieure l'une des contraintes principales correspond à la contrainte verticale (c'est la pression lithostatique verticale), et que les deux autres contraintes principales sont horizontales (contraintes lithostatiques latérales et tectoniques). On différencie 3 régimes de contraintes tectoniques (extensif, décrochant et compressif) selon la contrainte associée à la contrainte verticale (fig. 2.4). Dans un régime extensif, la contrainte verticale σ_v est σ_1 et la rupture se fait suivant 2 plans de cisaillement conjugués et inclinés d'environ 60° : il s'agit de failles normales. Les contraintes σ_2 et σ_3 sont situées dans le plan horizontal.

Le comportement cassant de la croûte continentale supérieure permettant de garder en héritage les structures issues de plusieurs phases tectoniques (failles héritées), l'application du modèle d'Anderson est limitée. En effet, les failles observées ne se sont pas forcément formées en même temps et ne sont donc pas forcément conjuguées.

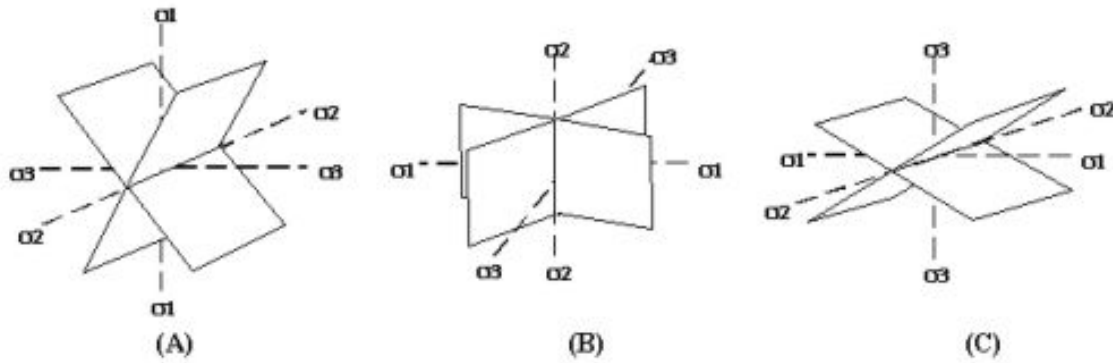


FIGURE 2.4 – Classification dynamique des types de failles, avec les directions des contraintes principales. (A) faille normale, (B) faille décrochante et (C) faille inverse. D’après Anderson (1951).

2.2.2 Mécanismes de la rupture et du glissement

Les mécanismes de rupture et de glissement peuvent être illustrés par le cercle de Mohr. Il est construit à partir des valeurs de σ_1 et σ_3 (fig. 2.5). A la rupture, on suppose une relation linéaire entre les valeurs de la contrainte normale σ_n et de la contrainte tangentielle τ , qui définit l’angle de friction interne ϕ_1 (théorie de Mohr). La représentation de cette relation est une droite correspondant à l’enveloppe de Mohr (Δ_R). Le domaine de la rupture cassante est atteint lorsque l’enveloppe des cercles définie par les valeurs de σ_1 et σ_3 est tangente à la droite Δ_R (au point R). La contrainte tangentielle τ résolue sur le plan de faille atteint alors une valeur critique (C) correspondant à la résistance au cisaillement : c’est le critère de Coulomb-Navier. Le plan de faille est ainsi considéré comme un plan de cisaillement.

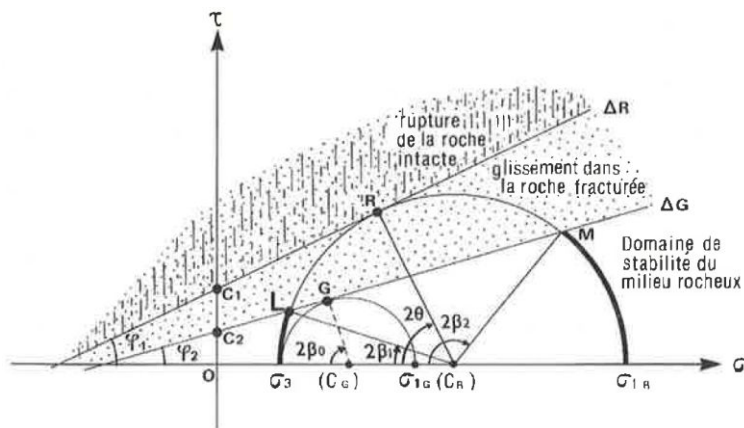


FIGURE 2.5 – Illustration des conditions de rupture et de glissement sur un plan préexistant, à partir du cercle et de l’enveloppe de Mohr. D’après Mercier et al. (2011).

La rupture peut toutefois être influencée par les conditions du milieu, comme par exemple la présence de fluides interstitiels (e.g. l’augmentation de la pression de fluides dans les pores de la roche favorisera la rupture) ou encore la présence de zones de faiblesses ou de plans de fractures préexistants.

Il faut alors différencier l’enveloppe de Mohr pour la rupture Δ_R de celle pour l’initiation du glissement sur un plan de faiblesse Δ_G (en supposant ici pour plus de simplicité que le plan de faiblesse contient l’axe σ_2). Ainsi, dans un contexte fracturé le domaine des contraintes entraînant le glissement se situe au-dessus de Δ_G . La cohésion C_2 d’un matériau fracturé étant inférieure à

celle d'un matériau intact C_1 , l'angle de friction pour le glissement sur un plan préexistant (ϕ_2) est inférieur à ϕ_1 et l'enveloppe Δ_G est située en dessous de l'enveloppe Δ_R . D'une manière générale, en régime extensif, la pente de l'enveloppe de Mohr est forte ce qui illustre la plus faible résistance des matériaux à la traction qu'à la compression.

La réactivation concernera plutôt les structures dont l'orientation est "compatible" avec le champ de contraintes. Ainsi, dans le cas des failles normales ce sont les structures parallèles à la direction de σ_H , alors qu'en régime décrochant il s'agira plutôt des structures sub-verticales orientées selon $\sigma_H \pm 30^\circ$ (e.g. Rackley, 2017). Le champ de contraintes étant rarement parfaitement homogène, on peut distinguer un niveau régional et un niveau local. La rupture se produit en général en réponse au champ régional en formant les failles majeures et la géométrie. La localisation des fractures secondaires illustrera plutôt les perturbations locales du champ de contraintes ou d'autres processus.

2.3 Géométrie et propagation des failles normales

Lorsque les traces en surface sont plus ou moins discontinues et irrégulières, on parle de segments de failles. Ils se situent dans une zone relativement étroite par rapport à leur longueur et leur cinématique est généralement similaire. Plusieurs segments de failles forment une zone de faille, dont l'épaisseur est fonction du déplacement maximal sur la faille (Childs et al., 2009). La segmentation joue un rôle dans la propagation et la géométrie des failles (fig. 2.6, e.g. Peacock, 2002)

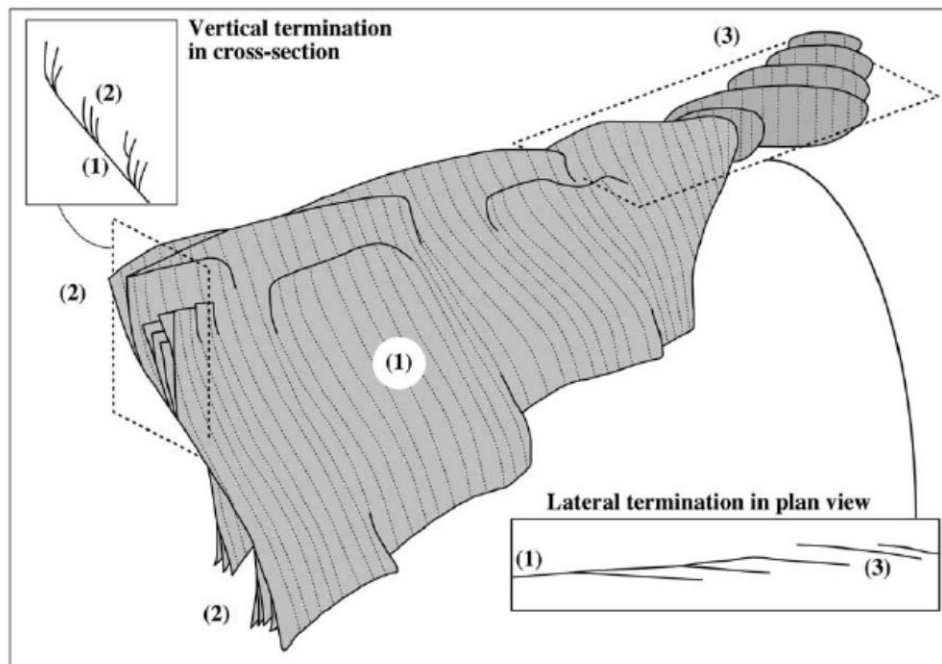


FIGURE 2.6 – Géométrie simplifiée d'une faille normale en 3D, en coupe et en vue planaire : plan principal (1), à la terminaison verticale duquel viennent se brancher des plans de faille secondaires (2), des structures en échelon et une zone de relais par des failles secondaires en terminaison latérale (3) . D'après Marchal et al. (2003).

La géométrie d'un plan de faille n'est pas strictement planaire et présente des irrégularités (fig. 2.6). Les plans de failles normales tendent à devenir courbes en profondeur avec l'augmen-

tation du déplacement par les variations du coefficient de friction, la résistance au glissement, les interactions avec d'autres failles ou encore l'hétérogénéité des matériaux (i.e. angles de rupture différents) (Martel, 1999). La rugosité du plan de faille est déterminée par la roche (composition minéralogique, texture, granulométrie) et aura un impact sur le comportement de la structure après la rupture. Assez intuitivement, le glissement est plus facile si le grain de la roche est fin. Les zones potentielles de glissement varieront selon le coefficient de friction et son orientation (fig. 2.7, Streit et al., 2005).

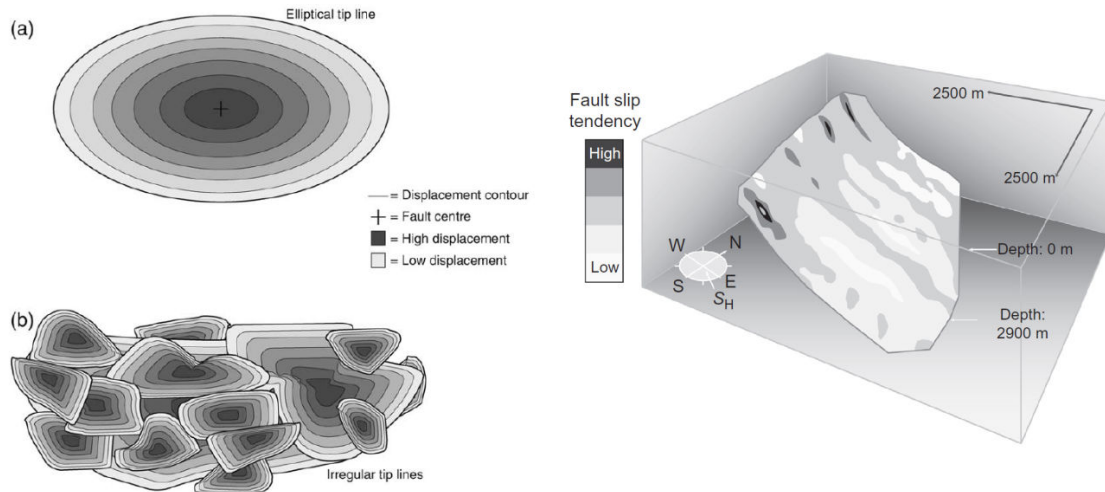


FIGURE 2.7 – A gauche, modèles illustrant la variation du déplacement sur un plan de faille (vue perpendiculaire à la surface des failles). En haut (a), le modèle de (Barnett et al., 1987; Walsh and Watterson, 1987) et en bas (b) pour une zone de faille segmentée avec interaction entre les segments. D'après Peacock (2002). A droite, illustration de la variation spatiale de la tendance de glissement (réactivation) sur un plan de faille réaliste. D'après Streit et al. (2005).

Le modèle de répartition uniforme du glissement avec une propagation radiale des terminaisons par une répartition elliptique du déplacement est uniquement valable dans le cas des failles isolées (fig. 2.7 Barnett et al., 1987; Walsh and Watterson, 1987, ,). Les failles normales étant quasiment toujours segmentées aussi bien en vue planaire qu'en coupe, il faut prendre en compte une géométrie complexe en 3D (fig. 2.6). En effet, le recouvrement et la connexion des terminaisons de faille génèrent des structures en relais sub-parallèles à l'orientation générale de la faille (figs. 2.6 et 2.8, Peacock and Sanderson, 1991) qui peuvent présenter un fort gradient de déplacement, plus important que sur le reste du long de la faille (Walsh and Watterson, 1990, 1991; Peacock and Sanderson, 1991, 1994; Trudgill and Cartwright, 1994). Dans le cas des failles normales, l'axe de répartition des anomalies de déplacement est sub-vertical et sub-parallèle à la direction du vecteur de glissement (Walsh and Watterson, 1991; Childs et al., 1993, 1995). Toutefois, les anomalies de déplacement peuvent également être réparties parallèlement à la direction de la faille et donc dans une direction orthogonale au vecteur de glissement. La propagation d'un plan de faille se fait donc aussi par coalescence et connexion entre des segments elliptiques allongés dans la direction du pendage de la faille (modèle de "dip-linkage", e.g. Mansfield and Cartwright, 1996; Wilkins and Gross, 2002).

Les zones de relais

Les zones de relais sont formées par deux segments de failles normales de même direction et se recouvrant (figs. 2.6 et 2.8, Larsen, 1988). Elles connectent le compartiment inférieur (footwall) d'une faille avec le compartiment supérieur (hanging-wall) d'une autre et permettent le transfert du déplacement entre les deux segments. La géométrie des rampes de relais varie selon le degré d'interaction et de connexion entre les segments de failles (Peacock, 2002). Elles sont fréquentes dans les bassins extensifs (e.g. Larsen, 1988; Peacock and Sanderson, 1994). Elles se différencient des zones de transfert qui impliquent des failles antithétiques (i.e. de pendage différents) (Morley et al., 1990; Faulds and Varga, 1998; Peacock et al., 2000)

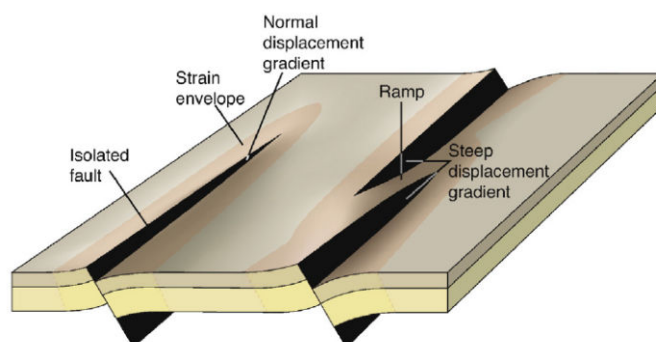


FIGURE 2.8 – Schéma d'une faille représentant les termes zone de faille et zone de relais, le déplacement est représenté par la zone grisée sur la surface de glissement. D'après Childs et al. (2009). A droite, illustration de la variation spatiale de la tendance de glissement (réactivation) sur un plan de faille réaliste. D'après Streit et al. (2005).

Populations de failles et réactivation

Les caractéristiques de déplacement seront notamment affectées en cas d'interaction de plusieurs failles entre elles à différentes échelles (population de failles, e.g. Cowie et al., 1996; Yielding et al., 1996). Une faille est considérée comme réactivée si un déplacement intervient après une longue période d'inactivité. La faille est donc affectée par au moins deux épisodes tectoniques distincts (e.g. Shephard-Thorn et al., 1972; Sibson, 1985). Lors d'un épisode de réactivation, les failles majeures modifient leur géométrie afin d'accommoder le changement de contrainte (Kelly et al., 1999). Toutes les failles d'une population ne seront pas réactivées simultanément ou de la même façon, selon leur taille, leur localisation ainsi que l'orientation et le régime de contraintes (fig. 2.9, Sassi et al., 1993). De nouvelles failles peuvent également être formées pour accommoder le nouvel état de contrainte et la réactivation des failles majeures pré-existantes (Kelly et al., 1999; Bellahsen, 2002).

2.3.1 Déformation élastique et cycle sismique

Dans les régions continentales en extension, la formation et l'activité des failles normales dans la croûte supérieure entraîne des mouvements verticaux. Ces mouvements verticaux sont liés à la réponse flexurale isostatique de la croûte en lien avec le cycle sismique (fig. 2.10). Classiquement, pendant la période intersismique, la croûte se déforme de façon élastique sous l'effet de l'accumulation des contraintes (faille "bloquée"). Lorsque le seuil de rupture est atteint, la relaxation

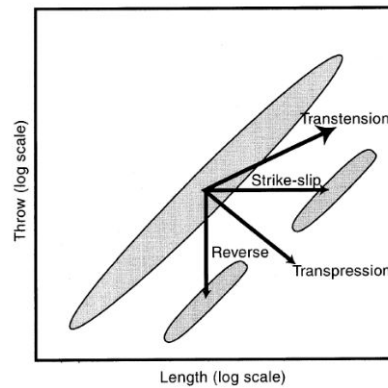


FIGURE 2.9 – Graphes illustrant les effets de la réactivation de failles normales : en failles inverses, le rejet diminue alors que la longueur de faille est stable ou augmente alors qu’une réactivation en régime décrochant augmente la longueur des failles tout en gardant un rejet constant. D’après Peacock (2002).

brutale des contraintes lors du séisme entraîne un déplacement sur le plan de faille (e.g. phase co-sismique, Reid, 1910). Pendant la phase post-sismique, la déformation continue par fluage aisé par un rééquilibrage visqueux qui réduit l’amplitude de la subsidence du compartiment supérieur et augmente la surrection du compartiment inférieur (King et al., 1988).

A plus long terme, la sédimentation et l’érosion provoquent également une déformation. Les transferts de masses entre le compartiment inférieur et le compartiment supérieur de la faille entraînent une réponse flexurale élastique de la lithosphère (e.g. Barr, 1987; Kusznir and Ziegler, 1992). La charge liée aux dépôts sur le compartiment supérieur induit la subsidence du bassin et la perte de matériau sur le compartiment supérieur est compensée par un soulèvement (fig. 2.10).

La déformation plastique finie observée peut également être induite par plusieurs cycles sismiques (e.g. King et al., 1988; Stein et al., 1988). Plusieurs modèles existent pour décrire le développement des failles normales en surface par l’accumulation d’un (e.g. single slip event model, Pollard and Segall, 1987) ou de plusieurs glissements sismiques (e.g. cumulative slip model, fig. 2.7 Walsh and Watterson, 1987). Toutefois, Walsh and Watterson (1987) considèrent que le glissement est identique pour chaque événement, ce qui implique que le déplacement augmente proportionnellement à la longueur de faille. Bürgmann et al. (1994) mettent en évidence que le déplacement est également contrôlé par de nombreux facteurs mécaniques (par exemple l’impact de la segmentation, interaction et connexion).

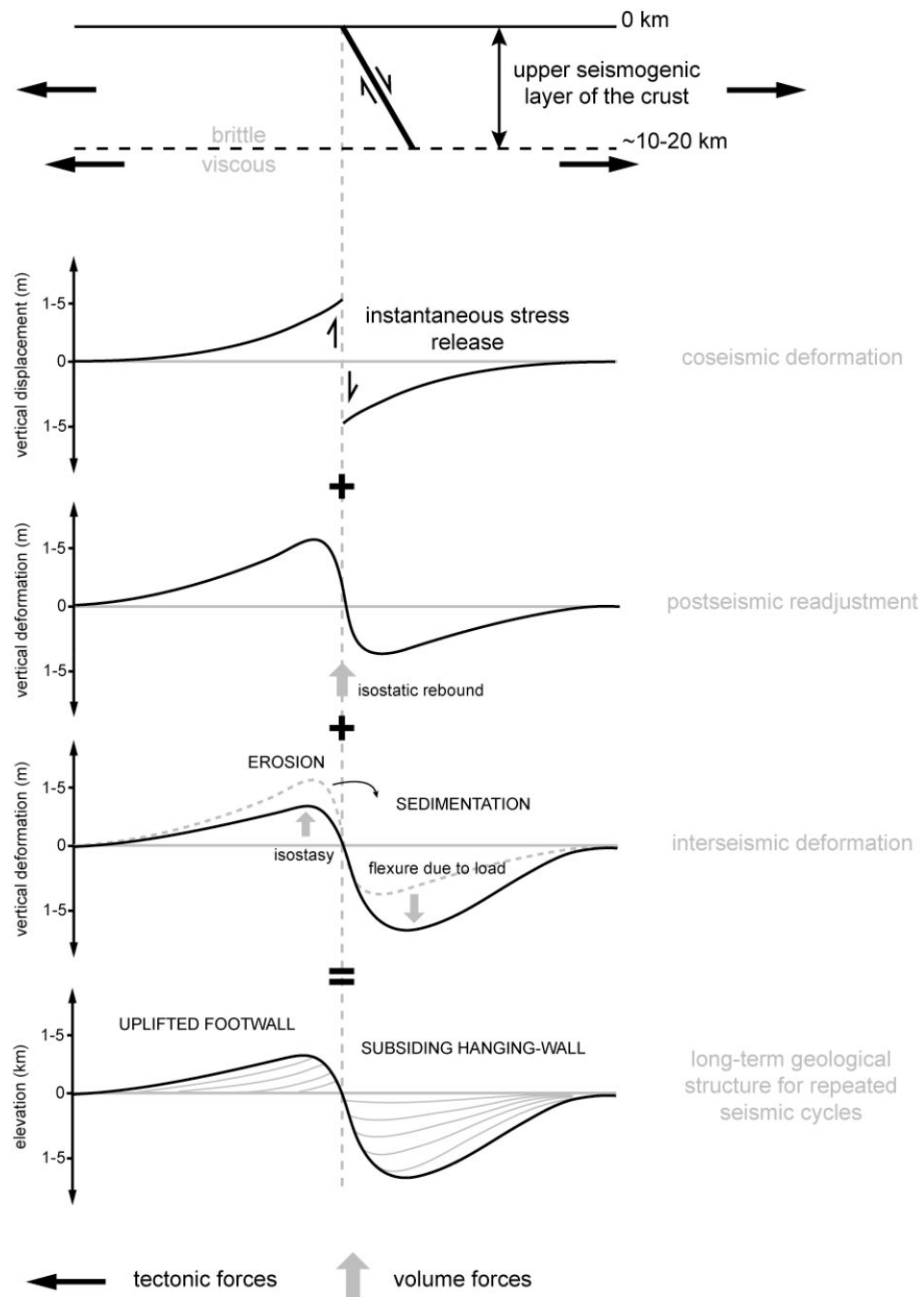


FIGURE 2.10 – Déformation verticale de la surface de la croûte supérieure induite par le fonctionnement d'une faille normale lors du cycle sismique, d'après Strak (2012).

2.4 Evolution tectono-sédimentaires des bassins extensifs

La géométrie des bassins et des dépôts dépend de l'interaction complexe entre l'évolution tri-dimensionnelle des processus de connexion des bassins via la propagation des failles, l'évolution des réseaux de drainages et les effets du climat et des variations du niveau marin (e.g. Gawthorpe and Leeder, 2000). L'évolution des failles constitue un contrôle tectonique majeur de l'architecture et de l'organisation de la sédimentation dans les bassins. Trois stades d'évolution peuvent être définis : le stade initial correspondant à l'initiation des failles; le stade de développement des interactions et connexions entre les failles et enfin le stade d'abandon de la faille. Selon l'environnement considéré, continental ou côtier-marin, l'évolution des bassins sera marquée par des processus différents (e.g. fig. 2.11, Gawthorpe and Leeder, 2000).

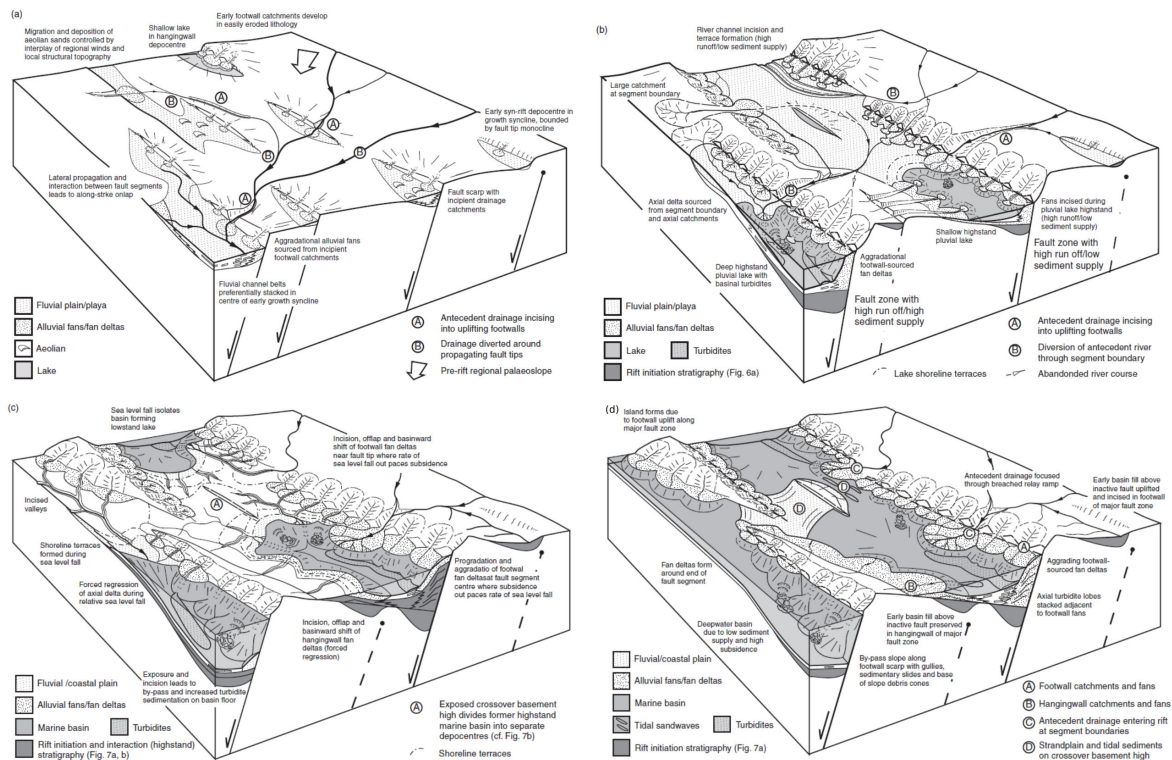


FIGURE 2.11 – Blocs diagramme illustrant l'évolution tectono-sédimentaire en contexte extensif : en haut, en milieu continental (a) stade initial et b) de développement des interactions et connexions entre les failles); en bas, en milieu côtier-marin (c) en bas niveau marin et d) en haut niveau marin), d'après Gawthorpe and Leeder (2000).

Les marges des bassins extensifs présentent une asymétrie à l'origine de la différence d'évolution des réseaux de drainage transverses sur les compartiments inférieurs et supérieurs (e.g. Jackson and Leeder, 1994), excepté pour les drainages antécédents. Ceci contribue au maintien de l'équilibre entre les flux sédimentaires transverses et axiaux à la structure. Le développement de cônes d'alluvions, talus, dépôts en éventail alluviaux ou sous-marins est lié au gradient de pente entre les compartiments inférieur et supérieur. Sur les pentes les plus raides, des glissements de terrain peuvent se développer (Hadley, 1960). Sur le compartiment supérieur, les bassins versants sont en général plus longs, plus larges (relation de Hack), et avec une pente plus douce que ceux qui se propagent dans le compartiment inférieur.

En régime extensif, l'activité des failles normales forme des dépressions sur le compartiment supérieur (hanging-wall). La sédimentation a tendance à s'y localiser. Ceci a été mis en évidence d'après l'étude des faciès et des corps sédimentaires le long des failles normales (fig. 2.11, e.g. Gupta et al., 1998, 1999; Gawthorpe and Leeder, 2000; Dawers and Underhill, 2000). Dans les zones d'interaction entre segments de failles (zones de relais), il y a généralement un déficit de sédimentation au moins pendant l'évolution syn-rift précoce, qui se fera préférentiellement dans les zones à fort rejet au centre des segments. Ainsi, l'augmentation de longueur des segments et du rejet peut être étudiée à partir de l'évolution stratigraphique et sédimentologique des dépôts.

Dans les zones de relais, la sédimentation peut être influencée lors d'épisodes de réactivation (e.g. Lezzar et al., 2002), particulièrement lorsqu'elle est oblique par rapport aux structures. La formation de failles de relais secondaires crée des dépressions importantes au niveau de leur connexion ce qui permet une concentration des dépocentres. De plus, lorsque ces zones de relais sont pré-fracturées, la connexion est d'autant plus rapide et influence fortement la localisation des dépocentres (fig. 2.12, Bellahsen, 2002).

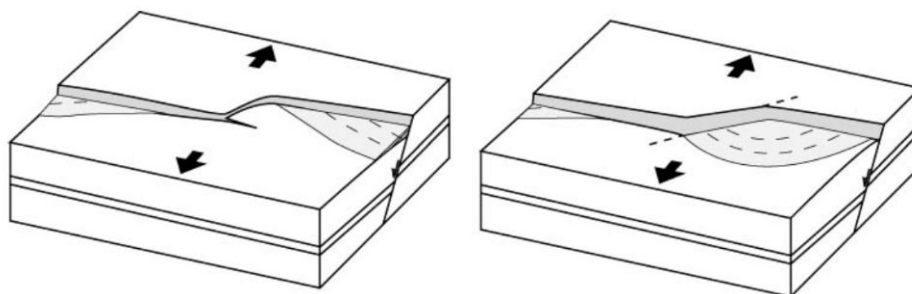


FIGURE 2.12 – Blocs diagrammes illustrant la localisation des dépocentres au niveau de l'interaction de deux segments de faille (zone relais) lors d'un épisode de réactivation : à gauche dans le cas d'un milieu homogène, à droite dans un milieu pré-fracturé, d'après Bellahsen (2002).

2.4.1 Evolution du relief et niveau de base

L'activité des failles fait partie des nombreux forçages externes et internes contrôlant l'évolution du relief et du réseau de drainage d'une région (avec le climat, les variations eustatiques et la lithologie, e.g. England and Molnar, 1990; Wobus et al., 2006; Kirby and Whipple, 2012). Les notions de base pour l'analyse du relief et du réseau de drainage d'une zone sont développées en introduction de l'analyse morphotectonique réalisée dans le chapitre 4. Nous soulignerons uniquement ici le rôle du niveau de base lors du jeu d'une faille normale (fig. 2.13).

En effet, le niveau de base, correspondant au niveau le plus bas vers lequel les rivières tendent à s'écouler, peut varier notamment sous l'effet de la tectonique. La modification de l'altitude d'un relief par rapport à son niveau de base par subsidence ou soulèvement lors du jeu d'une faille, implique une modification du réseau de drainage environnant.

Le niveau de base peut être une mer, un lac ou l'altitude du remplissage sédimentaire déposé sur le compartiment supérieur par le biais d'une rivière s'écoulant parallèlement à la trace de la faille. Dans ce dernier cas et en faisant l'hypothèse que le niveau marin est stable, l'altitude du niveau de base de cette rivière sera uniquement contrôlée par les effets de la subsidence et du remplissage du bassin sédimentaire. La quantité de relief alors exhumée par un séisme et donc potentiellement érodable correspondra à la valeur du déplacement co-sismique vertical (B). En

revanche, si le niveau de base correspond au pied de faille, par exemple en région littorale ou aux abords d'un lac, la quantité de relief disponible à l'érosion correspondra uniquement au soulèvement du compartiment inférieur.

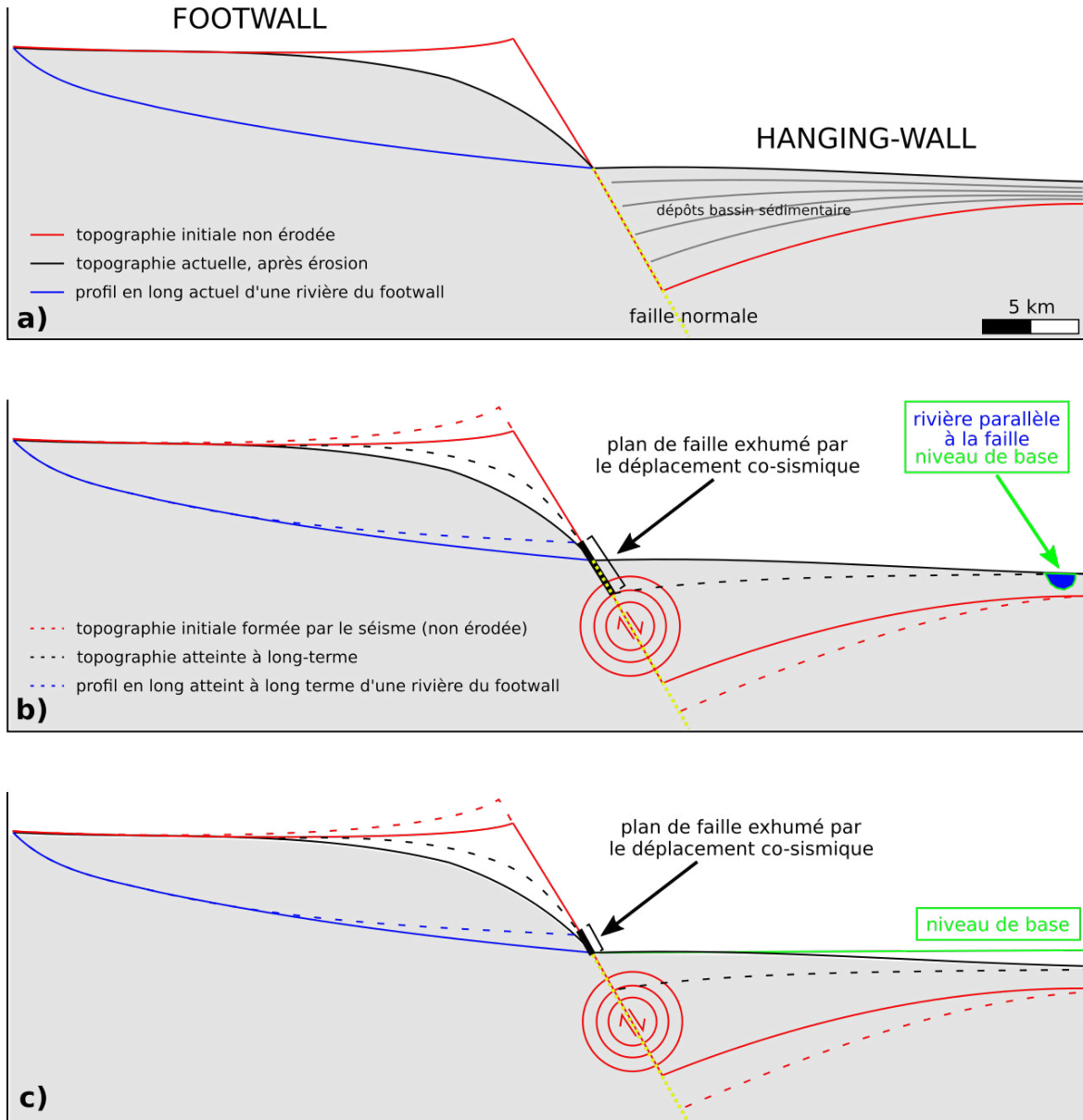


FIGURE 2.13 – Schéma de l'évolution de la topographie lors d'un séisme sur une faille normale selon la nature du niveau de base, modifié d'après Strak (2012). (a) Vue en coupe du système à l'instant t. (b) Vue en coupe du système à l'instant t+1 après le séisme, dans le cas où le niveau de base est contrôlé par une rivière située sur le compartiment supérieur (hanging-wall), sous l'influence de la subsidence et du remplissage du bassin. (c) Vue en coupe du système à l'instant t+1 après le séisme, dans le cas où le niveau de base est contrôlé par l'altitude du pied de faille (ou le niveau marin ou un lac).

2.5 Sismologie et déplacements des failles normales actives en domaines à déformation lente

2.5.1 La sismicité des SCR

La sismicité des "stable continental regions" (SCR Johnston, 1989) est très variable. Certaines SCR ne présenteront aucune activité sismique alors que d'autres auront une sismicité diffuse avec des événements de magnitude faible à modérée. Contrairement aux zones de frontières de plaques, l'activité sismique des SCR est rarement liée à des structures crustales identifiées (Calais et al., 2016).

A l'échelle mondiale, les événements majeurs dans les régions intraplaques sont rares. Calais et al. (2016) recense 16 événements de magnitude 6 ou plus dans les régions continentales et océaniques stables confondues (fig. 2.14). En Europe de l'Ouest on peut citer les événements de Bâle (1356), Verviers (1692), Lisbonne (1755), Düren (1756) ou encore Nice (1887). Toutefois, les dégâts causés par ces événements sont très importants et affectent de larges zones. En effet, l'atténuation de l'énergie sismique en fonction de la distance est particulièrement faible dans les régions intraplaques (Hanks and Johnston, 1992).

Ainsi, des événements de magnitude pourtant moyenne peuvent avoir des effets dévastateurs. Le coût actuel de tels séismes dans des régions très fortement peuplées est donc non négligeable (e.g. Allman and Smolka, 2001), et ce même dans les pays développés de l'Europe de l'Ouest.

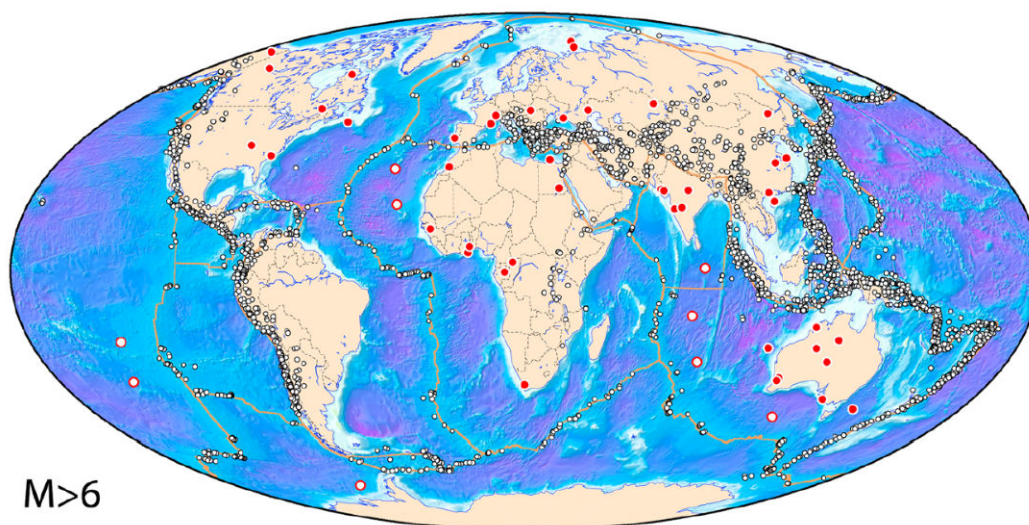


FIGURE 2.14 – Activité sismique mondiale. 16 séismes majeurs intraplaques $M > 6$: dans les régions continentales stables (rouge) et les régions océaniques stables (blanc), d'après Calais et al. (2016).

2.5.2 Le cycle sismique et les SCR

Il est largement établi que le processus à l'origine des séismes a un caractère cyclique (fig. 2.15, haut). Les contraintes s'accumulent sur la faille qui est "bloquée" jusqu'à ce que sa résistance à la friction soit dépassée et qu'un relâchement brutal survienne lors de la rupture sismique. Après cette redistribution des contraintes, le processus de chargement reprend pour une durée plus ou moins longue selon l'énergie libérée lors de la rupture et le taux de chargement local des contraintes. Le cycle peut alors se répéter à nouveau, régulièrement ou non.

Le paradigme actuel implique que les "glissements géologiques" (relâchement des contraintes) correspondent aux "glissements géodésiques" (accumulation des contraintes) et donc qu'une faille conserve l'énergie (Calais et al., 2016). Cette théorie est largement établie aux frontières de plaques comme par exemple pour la faille de San Andreas (Tong et al., 2014) ou dans certaines zones de déformation continentale plus faible comme pour la faille de Wasatch dans le Basin and Range (e.g. Friedrich et al., 2003; Chang et al., 2006). De ce point de vue, dans les SCR l'accumulation des contraintes se ferait également, mais plus lentement et le temps de récurrence des grands séismes serait compris sur une échelle de temps beaucoup plus grande, difficilement observable (fig. 2.15, bas). Ce long temps de récurrence pourrait donc laisser croire que les failles en SCR ne rompent qu'une seule fois (e.g. Crone et al., 2003) et que la sismicité intraplaque actuelle correspondrait à l'expression de longues séquences de répliques après des événements historiques majeurs (Stein and Liu, 2009; Boyd et al., 2015) et représentatifs de la déformation à long terme (e.g. Page and Hough, 2014; Craig et al., 2016).

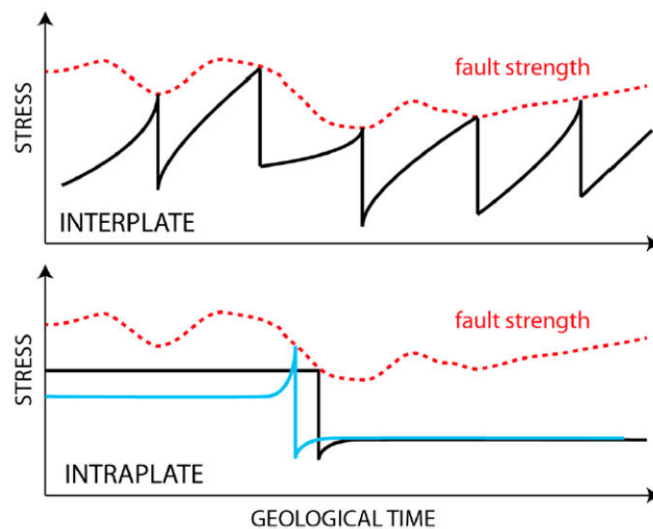


FIGURE 2.15 – Haut : Récurrence plus ou moins régulière du cycle sismique par variation du taux de chargement des contraintes et de la résistance de la faille au cours du temps en contexte de frontières de plaques. Bas : Dans le cas des SCR, l'accumulation des contraintes se faisant beaucoup plus lentement, l'échelle de temps à prendre en considération pour observer une éventuelle récurrence du cycle sismique est plus longue. La rupture sera plutôt déclenchée par une diminution de la résistance de la faille (en noir, e.g. une augmentation de la pression de pore des fluides dans la profondeur sismogénique) ou une perturbation transitoire des contraintes (en bleu, e.g. suite à une variation de la charge sédimentaire ou des conditions hydrologiques à proximité de la structure). D'après Calais et al. (2016).

Le comportement des failles dans les SCR est toutefois très variable (Calais et al., 2016). Certaines structures isolées sont marquées par un unique paléo-événement (e.g. failles Meer, Hebron et Tennant Creek; Crone et al., 2003), alors que d'autres présentent des indices de séismes récurrents tous les 10 000 à 100 000 ans (e.g. failles de Reelfoot, NMSZ, ou Bree). Certains enregistrements paléosismiques suggèrent de longues périodes de quiescence, entrecoupées de périodes très courtes de forte activité (e.g. Clark et al., 2012). Par ailleurs, en Chine du Nord et dans l'ouest de l'Europe, la localisation des événements majeurs migre sur les systèmes de failles au cours du temps (e.g. Liu et al., 2011).

2.5.3 Moteurs de la sismicité des SCR

La question de la répétition de cycles sismiques sur les failles des SCR est donc soulevée. L'accumulation de l'énergie relâchée lors des évènements majeurs intraplaques pourrait effectivement se faire sur une longue période à partir des contraintes tectoniques et thermiques (Feldl and Bilham, 2006). Cependant, c'est une perturbation locale et temporaire de la résistance de la croûte à proximité d'une faille d'orientation compatible avec le champ de contraintes régional qui permettra le déclenchement de la rupture (fig. 2.15, bas; Long, 1988; Calais et al., 2010). La sismicité des SCR pourrait donc être déclenchée ou inhibée transitoirement par des sources secondaires et non tectoniques qui modifient ainsi l'état de contrainte de la lithosphère, telles que des variations de la charge en surface (chargement/déchargement) ou la diffusion de fluides dans la croûte (augmentation de la pression de pores dans la profondeur sismogène).

Ce mécanisme implique donc une capacité de la lithosphère à emmagasiner la déformation élastique sur des temps très longs (Calais et al., 2010; Craig and Calais, 2014; Liu et al., 2014; Craig et al., 2016). Dans ce cas, les failles des SCR ne doivent pas être considérées comme étant à l'équilibre dynamique et subissent de forts différentiels de contrainte (Calais et al., 2016). Le mécanisme des grands séismes intraplaques peut ainsi correspondre au relâchement de contraintes passées, différentes du champ de contrainte actuel (Craig et al., 2016) et ils peuvent avoir lieu dans des zones où la géodésie n'apporte pas spécialement d'indices d'accumulation des contraintes (e.g. Craig and Calais, 2014). Enfin, la localisation des séismes historiques pourrait donc ne pas apporter d'indication sur les zones actuelles de chargement des contraintes mais uniquement sur les zones où les contraintes ont été relâchées par le passé (Calais et al., 2016). L'aléa sismique dans les SCR pourrait donc être plus distribué spatialement qu'indiqué par la localisation des paléo-évènements et l'activité sismique actuelle, ainsi que par la géodésie (Craig et al., 2016).

2.6 Références

- Allman, A. and Smolka, A. (2001). Increasing loss potential in earthquake risk - a reinsurance perspective. In *Proceedings of the Workshop : Evaluation of the Potential for Large Earthquakes in Regions of Present-Day Low Seismic Activity in Europe. Han-sur-Lesse, Belgium*, pages 1–4. 37
- Anderson, E. M. (1951). *The dynamics of faulting*. 27, 28, 270
- Barnett, J. A., Mortimer, J., Rippon, J. H., Walsh, J. J., and Watterson, J. (1987). Displacement geometry in the volume containing a single normal fault. *AAPG Bulletin*, 71(8) :925–937. 30, 270
- Barr, D. (1987). Lithospheric stretching, detached normal faulting and footwall uplift. *Geological Society, London, Special Publications*, 28(1) :75–94. 32
- Bellahsen, N. (2002). *Croissance des failles normales et des rifts continentaux : développement du Golfe d'Aden et dynamique de la plaque Arabe*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI. 31, 35, 271
- Boyd, O. S., Smalley, R., and Zeng, Y. (2015). Crustal deformation in the New Madrid seismic zone and the role of postseismic processes. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 120(8) :5782–5803. 38
- Bürgmann, R., Pollard, D. D., and Martel, S. J. (1994). Slip distributions on faults : effects of stress gradients, inelastic deformation, heterogeneous host-rock stiffness, and fault interaction. *Journal of Structural Geology*, 16(12) :1675–1690. 32
- Burov, E. and Diament, M. (1996). Isostasy, equivalent elastic thickness, and inelastic rheology of continents and oceans. *Geology*, 24(5) :419–422. 24, 25, 26, 27, 270
- Burov, E. B. and Diament, M. (1995). The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere : what does it really mean? *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 100(B3) :3905–3927. 26
- Byerlee, J. (1978). Friction of rocks. In *Rock friction and earthquake prediction*, pages 615–626. Springer. 25
- Calais, E., Camelbeeck, T., Stein, S., Liu, M., and Craig, T. (2016). A new paradigm for large earthquakes in stable continental plate interiors. *Geophysical Research Letters*, 43(20). 37, 38, 39, 271
- Calais, E., Freed, A., Van Arsdale, R., and Stein, S. (2010). Triggering of New Madrid seismicity by late-Pleistocene erosion. *Nature*, 466(7306) :608. 39
- Chang, W.-L., Smith, R. B., Meertens, C. M., and Harris, R. A. (2006). Contemporary deformation of the Wasatch fault, Utah, from GPS measurements with implications for interseismic fault behavior and earthquake hazard : Observations and kinematic analysis. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 111(B11). 38
- Childs, C., Easton, S., Vendeville, B., Jackson, M., Lin, S., Walsh, J., and Watterson, J. (1993). Kinematic analysis of faults in a physical model of growth faulting above a viscous salt analogue. *Tectonophysics*, 228(3-4) :313–329. 30

- Childs, C., Manzocchi, T., Walsh, J. J., Bonson, C. G., Nicol, A., and Schöpfer, M. P. (2009). A geometric model of fault zone and fault rock thickness variations. *Journal of Structural Geology*, 31(2) :117 – 127. 29, 31, 270
- Childs, C., Watterson, J., and Walsh, J. (1995). Fault overlap zones within developing normal fault systems. *Journal of the Geological Society*, 152(3) :535–549. 30
- Clark, D., McPherson, A., and Van Dissen, R. (2012). Long-term behaviour of Australian stable continental region (SCR) faults. *Tectonophysics*, 566 :1–30. 38
- Cowie, P., Knipe, R., and Main, I. (1996). Special issue : Scaling laws for fault and fracture populations-analyses and applications-introduction. 31
- Craig, T., Calais, E., Fleitout, L., Bollinger, L., and Scotti, O. (2016). Evidence for the release of long-term tectonic strain stored in continental interiors through intraplate earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 43(13) :6826–6836. 38, 39
- Craig, T. J. and Calais, E. (2014). Strain accumulation in the New Madrid and Wabash Valley seismic zones from 14 years of continuous GPS observation. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119(12) :9110–9129. 39
- Crone, A. J., De Martini, P. M., Machette, M. N., Okumura, K., and Prescott, J. R. (2003). Paleoseismicity of two historically quiescent faults in Australia : implications for fault behavior in stable continental regions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(5) :1913–1934. 38
- Dawers, N. H. and Underhill, J. R. (2000). The role of fault interaction and linkage in controlling synrift stratigraphic sequences : Late jurassic, statfjord east area, northern north sea. *AAPG bulletin*, 84(1) :45–64. 35
- England, P. and Molnar, P. (1990). Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology*, 18(12) :1173–1177. 35
- Faulds, J. E. and Varga, R. J. (1998). The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terranes. *Geological Society of America Special Papers*, 323 :1–45. 31
- Feldl, N. and Bilham, R. (2006). Great Himalayan earthquakes and the Tibetan plateau. *Nature*, 444(7116) :165. 39
- Friedrich, A. M., Wernicke, B. P., Niemi, N. A., Bennett, R. A., and Davis, J. L. (2003). Comparison of geodetic and geologic data from the Wasatch region, Utah, and implications for the spectral character of Earth deformation at periods of 10 to 10 million years. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 108(B4). 38
- Gawthorpe, R. and Leeder, M. (2000). Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12(3-4) :195–218. 34, 35, 271
- Goetze, C. and Evans, B. (1979). Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. *Geophysical Journal International*, 59(3) :463–478. 25

- Gupta, S., Cowie, P. A., Dawers, N. H., and Underhill, J. R. (1998). A mechanism to explain rift-basin subsidence and stratigraphic patterns through fault-array evolution. *Geology*, 26(7) :595–598. 35
- Gupta, S., Underhill, J., Sharp, I., and Gawthorpe, R. (1999). Role of fault interactions in controlling synrift sediment dispersal patterns : Miocene, Abu Alaqa Group, Suez Rift, Sinai, Egypt. *Basin Research*, 11(2) :167–189. 35
- Hadley, J. B. (1960). The madison landslide. pages 45–48. 34
- Hanks, T. C. and Johnston, A. C. (1992). Common features of the excitation and propagation of strong ground motion for North American earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(1) :1–23. 37
- Jackson, J. and Leeder, M. (1994). Drainage systems and the development of normal faults : an example from Pleasant Valley, Nevada. *Journal of Structural Geology*, 16(8) :1041–1059. 34
- Johnston, A. C. (1989). *The Seismicity of 'Stable Continental Interiors'*, pages 299–327. Springer Netherlands, Dordrecht. 24, 37
- Kelly, P., Peacock, D., Sanderson, D., and McGurk, A. (1999). Selective reverse-reactivation of normal faults, and deformation around reverse-reactivated faults in the Mesozoic of the Somerset coast. *Journal of Structural Geology*, 21(5) :493–509. 31
- King, G. C., Stein, R. S., and Rundle, J. B. (1988). The growth of geological structures by repeated earthquakes 1. Conceptual framework. *Journal of Geophysical research : solid Earth*, 93(B11) :13307–13318. 32
- Kirby, E. and Whipple, K. X. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44 :54–75. 35
- Kirby, S. and Kronenberg, A. (1987). Rheology of the lithosphere : selected topics. *Reviews of Geophysics*, 25(6) :1219–1244. 26
- Kusznir, N. and Karner, G. (1985). Dependence of the flexural rigidity of the continental lithosphere on rheology and temperature. *Nature*, 316(6024) :138. 24
- Kusznir, N. and Park, R. (1984). Intraplate lithosphere deformation and the strength of the lithosphere. *Geophysical Journal International*, 79(2) :513–538. 26, 27, 270
- Kusznir, N. and Ziegler, P. (1992). The mechanics of continental extension and sedimentary basin formation : a simple-shear/pure-shear flexural cantilever model. *Tectonophysics*, 215(1-2) :117–131. 32
- Larsen, P.-H. (1988). Relay structures in a Lower Permian basement-involved extension system, East Greenland. *Journal of Structural Geology*, 10(1) :3–8. 31
- Lezzar, K. E., Tiercelin, J.-J., Le Turdu, C., Cohen, A. S., Reynolds, D. J., Le Gall, B., and Scholz, C. A. (2002). Control of normal fault interaction on the distribution of major Neogene sedimentary depocenters, Lake Tanganyika, East African rift. *AAPG bulletin*, 86(6) :1027–1059. 35

- Liu, M., Luo, G., Wang, H., and Stein, S. (2014). Long aftershock sequences in North China and Central US : implications for hazard assessment in mid-continent. *Earthquake Science*, 27(1) :27–35. 39
- Liu, M., Stein, S., and Wang, H. (2011). 2000 years of migrating earthquakes in North China : How earthquakes in midcontinent differ from those at plate boundaries. *Lithosphere*, 3(2) :128–132. 38
- Long, L. T. (1988). A model for major intraplate continental earthquakes. *Seismological Research Letters*, 59(4) :273–278. 39
- Mansfield, C. and Cartwright, J. (1996). High resolution fault displacement mapping from three-dimensional seismic data : evidence for dip linkage during fault growth. *Journal of Structural Geology*, 18(2-3) :249–263. 30
- Marchal, D., Guiraud, M., and Rives, T. (2003). Geometric and morphologic evolution of normal fault planes and traces from 2d to 4d data. *Journal of Structural Geology*, 25(1) :135 – 158. 29, 270
- Martel, S. J. (1999). Mechanical controls on fault geometry. *Journal of Structural Geology*, 21(6) :585–596. 30
- McKenzie, D. (2003). Estimating t_e in the presence of internal loads. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 108(B9). 25
- McNutt, M. K. (1984). Lithospheric flexure and thermal anomalies. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 89(B13) :11180–11194. 26
- Mercier, J., Vergély, P., and Missenard, Y. (2011). *Tectonique*. Dunod. 28, 270
- Morley, C., Nelson, R., Patton, T., and Munn, S. (1990). Transfer zones in the East African rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts (1). *AAPG Bulletin*, 74(8) :1234–1253. 31
- Page, M. T. and Hough, S. E. (2014). The New Madrid seismic zone : Not dead yet. *Science*, page 1248215. 38
- Peacock, D. (2002). Propagation, interaction and linkage in normal fault systems. *Earth-Science Reviews*, 58(1-2) :121–142. 29, 30, 31, 32, 270, 271
- Peacock, D., Knipe, R., and Sanderson, D. (2000). Glossary of normal faults. *Journal of Structural Geology*, 22(3) :291–305. 31
- Peacock, D. and Sanderson, D. (1991). Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *Journal of Structural Geology*, 13(6) :721–733. 30
- Peacock, D. and Sanderson, D. (1994). Geometry and development of relay ramps in normal fault systems. *AAPG bulletin*, 78(2) :147–165. 30, 31
- Petersen, M. D. and Wesnousky, S. G. (1994). Fault slip rates and earthquake histories for active faults in southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(5) :1608. 26

- Pollard, D. D. and Segall, P. (1987). Theoretical displacements and stresses near fractures in rock : with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces. *Fracture mechanics of rock*, pages 277–349. 32
- Rackley, S. A. (2017). 12 - geological and geomechanical features, events, and processes. In Rackley, S. A., editor, *Carbon Capture and Storage (Second Edition)*, pages 305 – 336. Butterworth-Heinemann, Boston, second edition edition. 29
- Ranalli, G. (1995). *Rheology of the Earth*. Springer Science & Business Media. 26
- Reid, H. F. (1910). The Mechanism of the Earthquake. The california earthquake of April 18, 1906. *Report of the state earthquake investigation commission*, 2 :16–18. 32
- Sassi, W., Colletta, B., Balé, P., and Paquereau, T. (1993). Modelling of structural complexity in sedimentary basins : the role of pre-existing faults in thrust tectonics. *Tectonophysics*, 226(1-4) :97–112. 31
- Sbar, M. L. and Sykes, L. B. (1977). Seismicity and lithospheric stress in New York and adjacent areas. *Journal of Geophysical Research*, 82(36) :5771–5786. 24
- Shephard-Thorn, E., Lake, R., Atitullah, E., and Gray, D. (1972). Basement control of structures in the Mesozoic rocks in the Strait of Dover region, and its reflexion in certain features of the present land and submarine topography. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 272(1221) :99–110. 31
- Sibson, R. H. (1985). A note on fault reactivation. *Journal of Structural Geology*, 7(6) :751–754. 31
- Stein, R. S., King, G. C., and Rundle, J. B. (1988). The growth of geological structures by repeated earthquakes 2. Field examples of continental dip-slip faults. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 93(B11) :13319–13331. 32
- Stein, S. and Liu, M. (2009). Long aftershock sequences within continents and implications for earthquake hazard assessment. *Nature*, 462(7269) :87. 38
- Strak, V. (2012). *L'évolution du relief le long des escarpements de faille normale active : observations, modélisations expérimentales et numériques*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI. 33, 36, 271
- Streit, J. E., Siggins, A. F., Evans, B. J., and Thomas, D. (2005). Predicting and monitoring geomechanical effects of CO₂ injection. In *Carbon dioxide capture for storage in deep geologic formations—results from the CO₂ capture project, vol. 2. Geologic storage of carbon dioxide with monitoring and verification*, pages 495–500. Elsevier London, UK. 30, 31, 270
- Sykes, L. R. and Sbar, M. L. (1973). Intraplate earthquakes, lithospheric stresses and the driving mechanism of plate tectonics. *Nature*, 245(5424) :298. 24
- Tong, X., Smith-Konter, B., and Sandwell, D. T. (2014). Is there a discrepancy between geological and geodetic slip rates along the San Andreas Fault System? *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119(3) :2518–2538. 38
- Trudgill, B. and Cartwright, J. (1994). Relay-ramp forms and normal-fault linkages, Canyonlands National Park, Utah. *Geological Society of America Bulletin*, 106(9) :1143–1157. 30

- Walsh, J. and Watterson, J. (1987). Distributions of cumulative displacement and seismic slip on a single normal fault surface. *Journal of Structural Geology*, 9(8) :1039–1046. 30, 32, 270
- Walsh, J. and Watterson, J. (1990). New methods of fault projection for coalmine planning. *Proceedings of the yorkshire geological society*, 48(2) :209–219. 30
- Walsh, J. J. and Watterson, J. (1991). Geometric and kinematic coherence and scale effects in normal fault systems. *Geological Society, London, Special Publications*, 56(1) :193–203. 30
- Watts, A. (1978). An analysis of isostasy in the world's oceans 1. hawaiian-emperor seamount chain. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 83(B12) :5989–6004. 25
- Watts, A. and Burov, E. (2003). Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness. *Earth and Planetary Science Letters*, 213(1-2) :113–131. 25
- Wilkins, S. J. and Gross, M. R. (2002). Normal fault growth in layered rocks at Split Mountain, Utah : influence of mechanical stratigraphy on dip linkage, fault restriction and fault scaling. *Journal of Structural Geology*, 24(9) :1413–1429. 30
- Wobus, C., Whipple, K. X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D., and Willett, S. (2006). Tectonics from topography : Procedures, promise, and pitfalls. *Special papers-geological society of america*, 398 :55. 35
- Yielding, G., Needham, T., and Jones, H. (1996). Sampling of fault populations using sub-surface data : a review. *Journal of Structural Geology*, 18(2-3) :135–146. 31

Chapitre 3

Contexte de l'étude

Sommaire

3.1 Le Massif Armoricaïn	48
3.1.1 Cadre d'étude	48
3.1.2 Contexte structural	49
3.1.3 Evolution au Mésozoïque	51
3.1.4 Evolution Paléogène	51
3.1.5 Evolution Néogène	53
3.1.6 Les variations eustatiques récentes	53
3.2 Bassins tertiaires et marais littoraux	54
3.2.1 Les sédiments tertiaires et les grabens effondrés	54
3.2.2 Les marais littoraux	54
3.2.3 Evolution locale du niveau marin	55
3.3 Contexte géologique de la Vendée littorale	57
3.3.1 Le socle	57
3.3.2 La couverture sédimentaire	57
3.4 La déformation du Massif Armoricaïn	60
3.4.1 L'origine de la déformation	60
3.4.2 La déformation du Massif Armoricaïn : surrection ou subsidence?	60
3.4.3 La sismicité instrumentale et historique	63
3.4.4 Implications en termes de zonages sismotectoniques et sismiques	65
3.5 Les indices néotectoniques du Massif Armoricaïn	68
3.5.1 Les indices littoraux	69
3.5.2 Le plateau nantais et la vallée du Gesvres	78
3.5.3 L'accident de Ste-Pazanne - Les Essarts	80
3.5.4 La faille de Chantonay	85
3.5.5 Quelles sont les failles actives potentielles sud-armoricaines?	86
3.6 Références	88

3.1 Le Massif Armoricaïn

3.1.1 Cadre d'étude

Le Massif armoricaïn est localisé au nord-ouest de la France métropolitaine. Il est essentiellement constitué d'un socle ancien composé de roches métamorphiques et plutoniques d'âges protérozoïque et paléozoïque. Cette paléo-structure tectonique est issue d'une histoire complexe et polyphasée associée aux orogénèses cadomienne (620 à 540 Ma) et hercynienne (440 à 290 Ma). La couverture sédimentaire méso-cénozoïque en discordance est constituée par les Bassins Parisien et Aquitain qui limitent le socle armoricaïn à l'est et au sud-est respectivement. La façade ouest du MA est littorale et également définie par cette discordance dans la Manche au nord par les Approches Occidentales, et au sud par la marge continentale du Golfe du Gascogne (fig.3.1).

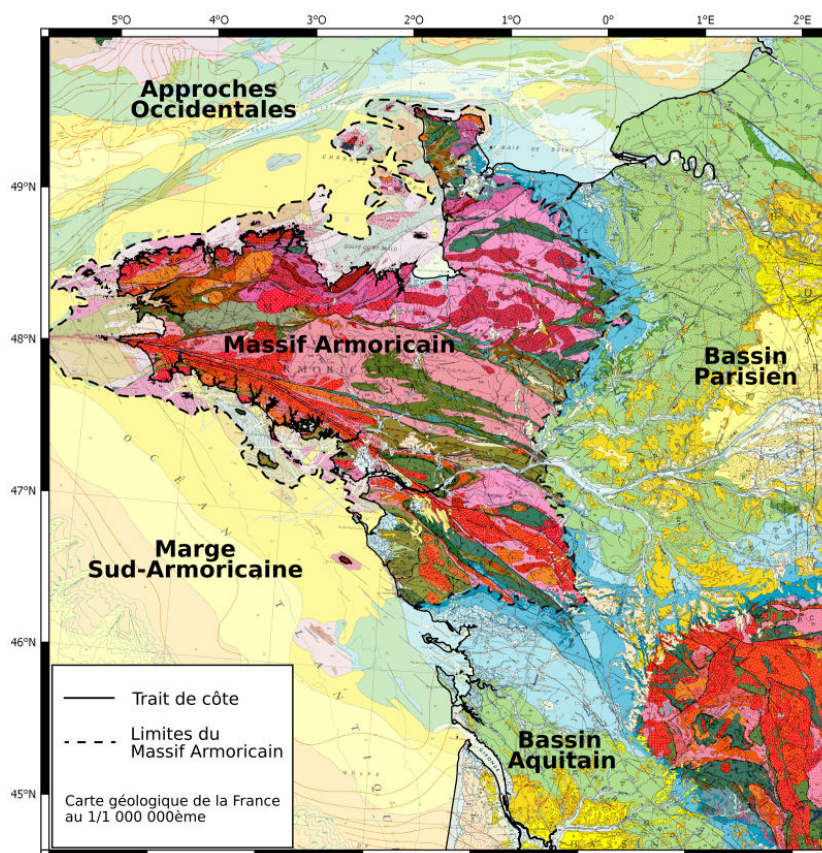


FIGURE 3.1 – Carte géologique du Massif Armoricaïn au 1/1 000 000ème d'après Chantraine et al. (1996) et Bessin (2014).

L'expression des orogénèses cadomienne et varisque est assez définie géographiquement et permet de diviser le Massif Armoricaïn en 4 domaines structuraux, séparés par deux zones de cisaillement d'orientation générale E-W (fig. 3.2; Ballèvre et al., 2009). On retrouve le Domaine du Léon (LD), le Domaine Nord Armoricaïn (NAD), le Domaine Centre Armoricaïn (CAD) et le Domaine Sud Armoricaïn (SAD), qui sont séparés au Nord par le Cisaillement Nord Armoricaïn et au Sud par le Cisaillement Sud Armoricaïn (CSA) (Gapais and Le Corre, 1980). Aux environs de Lorient le CSA se divise en 2 branches dans sa partie est : une branche nord jusqu'à Angers, et une branche sud vers Nantes. Le CSA apparaît comme une structure profonde d'échelle lithosphérique (Judenharc, 2000; Bitri et al., 2003; Judenharc et al., 2003; Bitri et al., 2010).

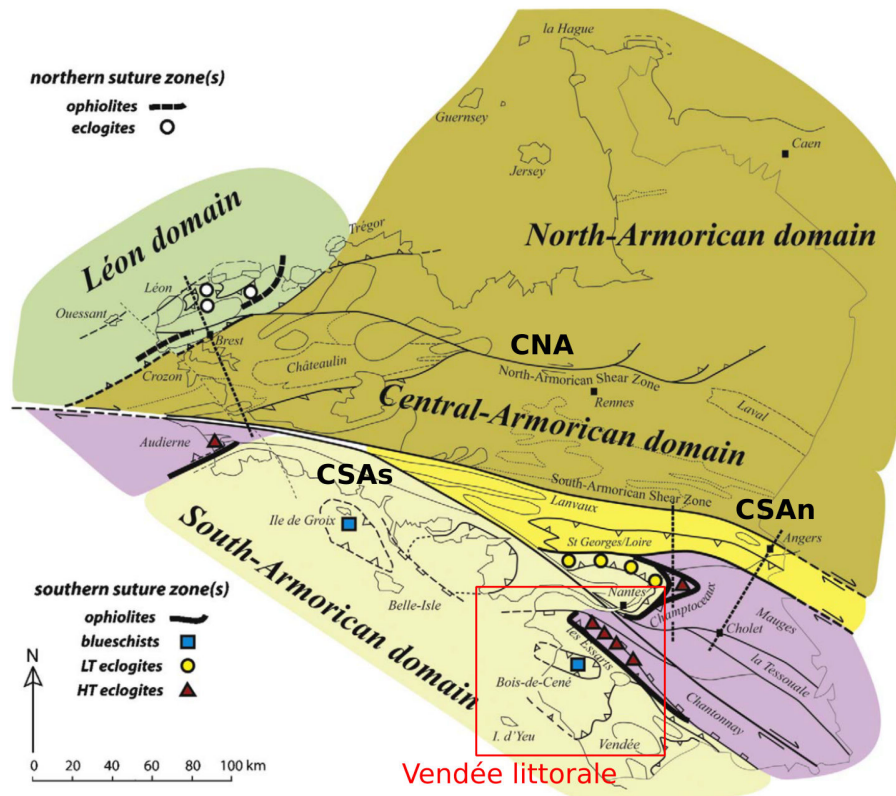


FIGURE 3.2 – Carte synthétique du Massif Armoricain, représentant les différents domaines structuraux (LD, NAD, CAD et SAD), limités par les couloirs de cisaillement ductile d'âge Carbonifère supérieur (CNA et CSA, qui se divise à l'est en 2 branches CSAn et CSAs) d'après (Balleuvre et al., 2013)

3.1.2 Contexte structural

L'histoire tectonique complexe et polyphasée du Massif Armoricain se traduit par de nombreuses structures héritées, réactivées au Mésozoïque et au Cénozoïque. Le socle armoricain est structuré par 3 principales familles de failles (fig.3.3, Vignerresse, 1988; Bonnet et al., 2000; Truffert et al., 2001) :

- de direction N30-50, d'héritage cadomien
- de direction N110-130, d'héritage hercynien (e.g. CSA, Faille de Nort-sur-Erdre; Faille de Chantonmay, Accident de Ste Pazanne – les Essarts)
- et de direction N150-170, post hercynienne (e.g. faille de Quessoy-Nort-sur-Erdre)

Les indices de l'orogénèse cadomienne se retrouvent essentiellement dans la partie nord du MA (NAD) par des formations fortement déformées et métamorphisées, affectées par des déformations ductiles N70 de type décro-chevauchement et formées dans un contexte transpressif (Thomas, 2005).

L'impact de l'orogénèse varisque se retrouve sur le reste du Massif Armoricain, et plus largement à l'est dans l'Europe occidentale et centrale (Matte, 1991).

La déformation cassante post-varisque est caractérisée par un épisode de fracturation de direction NW-SE généralisé sur l'ensemble du Massif Armoricain entre la fin du Carbonifère et le début du Trias (Arthaud and Matte, 1975; Balleuvre et al., 2013). Ces structures d'orientation NW-SE, nommées régionalement d'après Kerforne (1901), ont joué en décrochement dextre, probable-

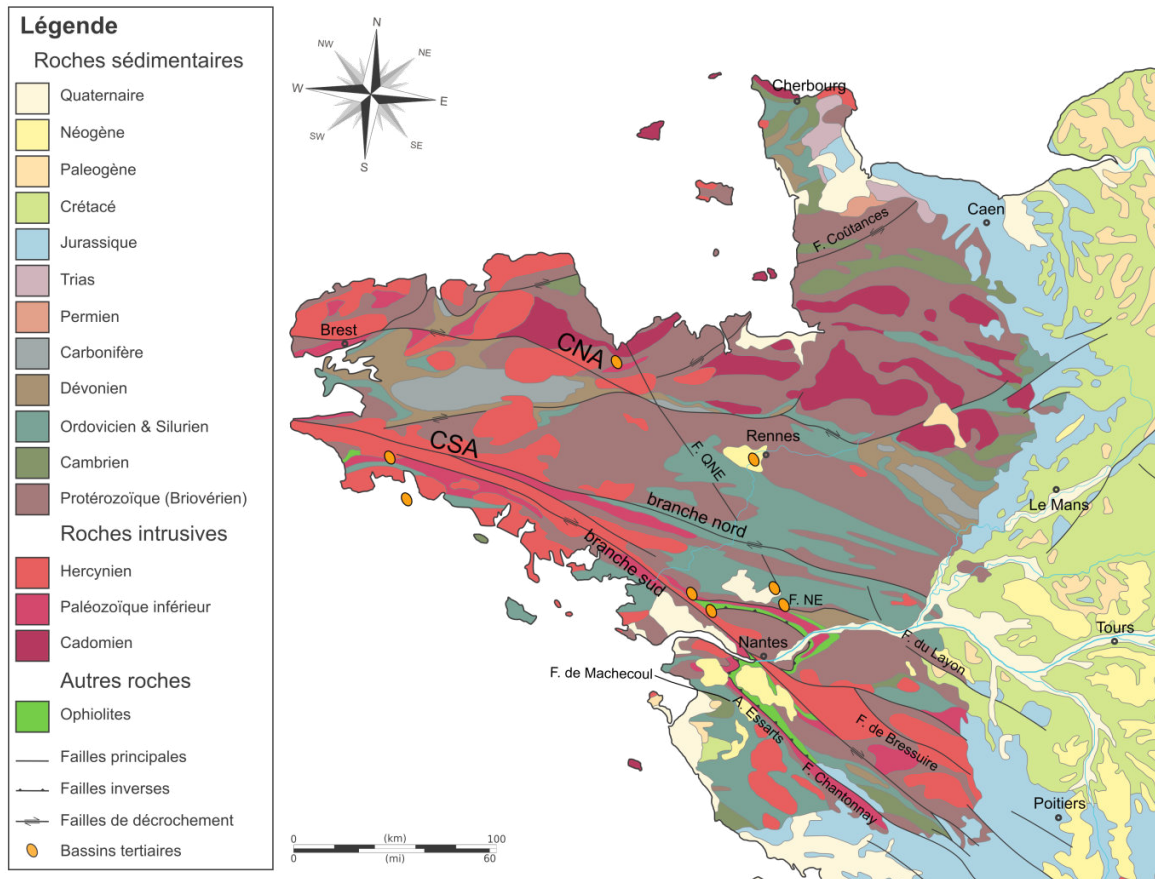


FIGURE 3.3 – Carte géologique simplifiée du Massif Armoricain, représentant les principales structures cassantes, modifiée d’après Chantraine et al. (1996).

ment suite à une compression N-S à la fin du Carbonifère (Rolet et al., 1986). Elles sont associées à un système conjugué sénestre NE-SW moins développé et associé à une petite et moyenne fracturation dans les bordures occidentales du Massif Armoricain (Wyns, 1991).

Les accidents dits de direction sud-armoricaine (N110-130) sont généralement bien marqués dans la topographie mais leur cinématique actuelle n’est pas bien définie (Wyns, 1986). Citons par exemple en Vendée les failles de Bressuire et du Haut Bocage, les failles du Pays de Retz (faille de Bourgneuf ou de Machecoul), et la faille de Chantonay (fig. 3.3). Ces accidents contrôlent le relief continental et la morphologie découpée des côtes et estuaires de la marge sud armoricaine (Cogné et al., Delanoë, 1988; Béchenec et al., 1997, 1999).

Les accidents de direction N150-N170 apparaissent essentiellement dans le CAD, probablement témoins de la déformation cassante fini- à post-hercynienne et sont de composante décrochante dextre (Wyns, 1991). Cette direction de déformation se retrouve également sous la forme d’un alignement de grabens effondrés de dimension hectométrique à plurikilométrique, entre St Briec et Nantes : les grabens du Quessoy, de Saffré, de Nort/Erdre, et de Gobert. Cette continuité pourrait témoigner de la dislocation crustale de la faille de Quessoy-Nort/Erdre qui pourrait se prolonger au sud jusqu’à la région de Niort (Wyns, 1986).

3.1.3 Evolution au Mésozoïque

Le Domaine Sud Armoricaïn (SAD) est constitué de la marge continentale sud armoricaïne, située dans un domaine de déformation intraplaque. Il présente une certaine complexité structurale de par (1) la diversité lithologique des roches et terrains qui la composent (magmatiques, métamorphiques et sédimentaires), (2) la déformation longue (60Ma) et polyphasée qui l'affecte et (3) la diversité des régimes de déformation auxquels il a été soumis (tangentielle, transcurrente ... Raimbault, 2017).

Le Massif Armoricaïn est donc marqué par les orogénèses cadomienne et varisque. A la fin du Carbonifère et du Permien, l'effondrement gravitaire de la chaîne varisque à travers une phase d'extension et de forte production magmatique est associé à un épisode de forte subsidence.

Au début du Mésozoïque, le relief de la chaîne varisque est pénéplané, résultat d'une longue période d'érosion et de la flexuration à grande longueur d'onde de la lithosphère, initiée au Trias inférieur en Lorraine jusqu'à la fin du Jurassique inférieur en Normandie (Bessin et al., 2015). La sédimentation marine s'étend en Europe occidentale. A la fin du Jurassique, la bordure occidentale du Bassin de Paris est émergée et restera exondée et soumise à une intense érosion durant tout le Crétacé inférieur (Wyns, 1991).

Les études des paléosurfaces d'érosion continentales ont permis une quantification de l'évolution tectonique et morphologique de la région depuis le Mésozoïque jusqu'à l'actuel (e.g. Wyns, 1991; Bessin et al., 2015). On retrouve également des marqueurs de la déformation intraplaque affectant l'ensemble de l'Europe de l'Ouest entre la fin du Jurassique inférieur et le Jurassique moyen (Ziegler, 1990; Guillocheau et al., 2000; Bessin, 2014). Depuis le Jurassique, deux cycles d'enfouissement/exhumation sont identifiés suite aux mouvements relatifs des plaques Afrique-Ibérie-Eurasie avec l'ouverture du rift du Golfe de Gascogne pendant le Crétacé (140Ma), et aux déformations intraplaques pyrénéennes à partir du Crétacé inférieur jusqu'à l'Eocène supérieur (Bartonien, Wyns, 1991; Thinon et al., 2001; Guillocheau et al., 2003). Le Crétacé inférieur marque très probablement une continentalisation qui érode les terrains jurassiques antérieurs (Béchenec, 2009). Au Crétacé supérieur, la Vendée Littorale et la région nantaise présentent un faible relief (moins de 60 m, Ters et al., 1982) ainsi que plusieurs épisodes transgressifs (Béchenec, 2009).

3.1.4 Evolution Paléogène

L'évolution Cénozoïque est marquée par plusieurs phases transgressives au cours du Paléogène (Guillocheau et al., 2003), dont l'ennoiement marin du domaine continental soumis précédemment à une intense continentalisation et altération fini-crétacée-paléocène (Béchenec, 2009). Depuis la fin du Crétacé jusqu'à la fin de l'Eocène (Bartonien), le Domaine Sud Armoricaïn (SAD) est affecté par un flambage de grande longueur d'onde de la lithosphère, entraînant sa surrection (Wyns, 2002; Wyns et al., 2003). L'Eocène est considéré comme la phase de déformation majeure de la compression pyrénéenne, par la réactivation des structures cassantes post-varisques pendant l'Eocène moyen. Du Paléocène au Bartonien, suite à un changement de trajectoire de l'Afrique au Crétacé supérieur, la convergence Afrique-Europe entraîne une compression N-S de l'Europe de l'ouest (Wyns, 2002) avec un soulèvement du substratum (Guillocheau et al., 1999, 2000).

Les dépôts de l'Eocène inférieur témoignent d'un milieu marin-lagunaire et la Vendée septentrionale est alors une vaste plate-forme continentale recouverte par la mer à l'Yprésien et dont

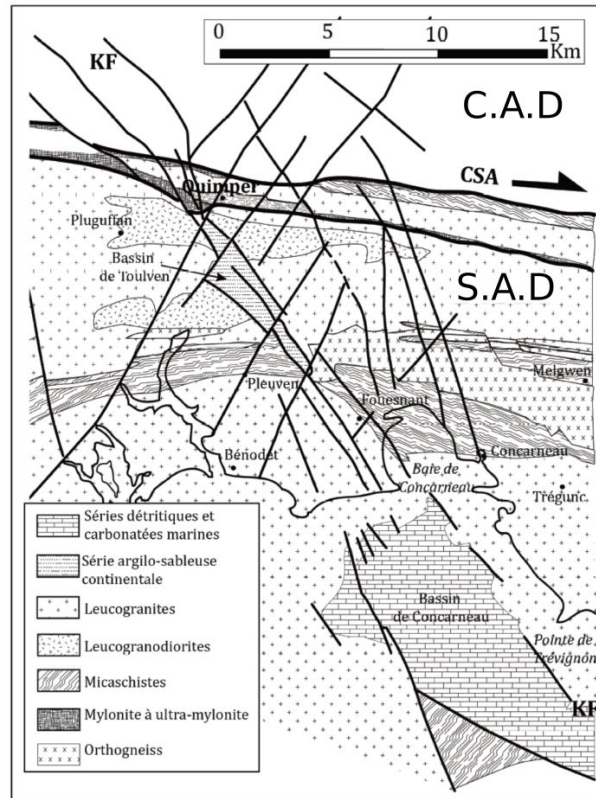


FIGURE 3.4 – Bassins éocènes de Toulven et Concarneau, issus du rejeu des accidents Kerforne (KF) (modifiée d'après Raimbault, 2017; Chantraine et al., 1996; Béchenec et al., 1997, 1999).

l'altitude est élevée. L'Eocène moyen est caractérisé par un environnement marin profond (Chevalier et al., 1989a,b), et au Lutétien supérieur la transgression atteint l'altitude 40 m (Barbaroux et al., 1983) et inonde la plateforme, ennoyant la dépression du lac de Grand Lieu (Borne et al., 1989).

On retrouve alors sur la plateforme continentale sud-armoricaine des dépressions côtières d'origine tectonique et des demi-bassins permettant la préservation des sédiments tertiaires (Delanoë, 1988). Le rejeu des accidents de direction NW-SE (direction Kerforne) créé par exemple dans la partie NW de la marge sud-armoricaine les bassins de Toulven (à terre) et Concarneau (en mer) (Gautier, 1962; Bouysse and Horn, 1972; Delanoë, 1988; Béchenec et al., 1997, 1999) (fig.3.4). Plus au sud, c'est le rejeu des accidents de direction sud-armoricaine qui est plus exprimé dans la partie méridionale de la marge sud-armoricaine (Delanoë, 1988).

Ainsi au Bartonien inférieur, l'effondrement des bordures du MA permet des dépôts largement conservés en mer, et dans une moindre mesure dans des petits bassins d'effondrement sur le plateau continental sud armoricain, tels que le bassin d'Arthon-Chéméré au SW de Nantes (conservation de sédiments yprésiens et lutétiens, Wyns, 1991). La mise en place de ces dépôts a eu lieu lors d'une subsidence rapide du MA, dans un contexte de chute eustatique au Bartonien moyen/supérieur (Thomas, 1999; Brault, 2002; Guillocheau et al., 2003; Bessin, 2014).

De l'Eocène supérieur à l'Oligocène, le rejeu d'accidents de direction NW-SE durant une phase de distension E-W ("distension oligocène") entraîne la formation et la subsidence active de grabens étroits tels que les bassins de Rennes, Saffré et Nort/Erdre qui présentent actuellement un remplissage pouvant atteindre 300 à 500 m (Wyns, 1986). Cette extension E-W alors que la convergence N-S de l'Afrique et de l'Europe est toujours active s'explique par un ralentissement du taux

d'expansion de l'Atlantique nord par rapport à l'Atlantique central, générant une composante coulissante sénestre du bloc Afrique-Arabie par rapport à l'Europe et une reprise de la subsidence (Wyns, 2002). A l'Oligocène supérieur, des dépôts au-dessus des bassins éocènes au nord de la marge sud-armoricaine témoignent d'une nouvelle transgression (Delanoë, 1988).

3.1.5 Evolution Néogène

Au Miocène supérieur, la déformation compressive reprend avec la collision alpine (Bergerat, 1987; Wyns, 2002). Le Domaine Sud Armoricaïn (SAD) ne présente pas d'indices de soulèvement à terre (Thomas, 1999) mais une déformation de moyenne longueur d'onde au début du Miocène supérieur au niveau du plateau sud armoricaïn (Lucas, 1995; Menier, 2003). En Vendée littorale, la transgression redonienne (au Miocène supérieur/Pliocène soit environ 7,2-1,8 Ma) ennoie de nouveau la cuvette de Grand Lieu qui n'avait pas encore sa forme et sa profondeur actuelle (Barbaroux et al., 1983).

Les dépôts du Miocène supérieur sont constitués des "faluns redoniens" correspondant à un faciès marin, ainsi que des "sables rouges" qui ne sont plus considérés comme des dépôts marins mais comme des dépôts continentaux fluviaux estuariens (Dollfus and Dautzenberg, 1901; Durand, 1960; Van Vliet-Lanoë et al., 1998; Guillocheau et al., 1998; Brault, 2002; Menier, 2003).

Durant le Paléogène et le début du Néogène les oscillations des changements climatiques via l'alternance des cycles glaciaires et inter-glaciaires sont à basse fréquence (environ >10 Ma) et de très faible amplitude. Au Pliocène la fréquence augmente (~40 000 ans) mais l'amplitude reste faible (~80 m, Pedoja et al., 2014). Le Pliocène est caractérisé par deux épisodes marins en milieu plus ou moins ouvert mais globalement peu profond (Chevalier et al., 1989b), qui auraient certainement recouvert l'ensemble du MA à l'exception des reliefs du Bocage Normand et de la région d'Angers (Gautier, 1969). Après la transgression pliocène, les cours d'eau retrouvent leurs vallées antérieures (Guilcher, 1948; Ters, 1956). La déformation Plio-Quaternaire dans le Nord de la France s'illustre par une activité tectonique en cisaillement sénestre N70 des sédiments mio-pliocènes que l'on retrouve à l'ouest de la faille Quessoy/Nort sur Erdre (décrite par Brault (2002) entre St-Malo et St-Brieuc) et l'encaissement du réseau hydrographique suite à un soulèvement généralisé (Baize, 1998; Bonnet et al., 1998).

Wyns (1986) propose que la direction de la contrainte maximale n'ait pas été constante au cours du Pliocène et du Quaternaire, et distingue deux épisodes. Le Pliocène aurait été caractérisé par une compression NNW-SSE réactivant les grabens N150-N170 créés pendant l'Eocène supérieur et l'Oligocène alors qu'au Quaternaire la compression aurait été NW-SE provoquant ainsi le fonctionnement d'accidents N110-N130 en failles normales.

3.1.6 Les variations eustatiques récentes

L'alternance des cycles glaciaires au début du Pléistocène est identique à celle du Pliocène mais au Pléistocène moyen (900 000 ans) les oscillations et l'amplitude augmentent à nouveau (~100 000 ans et ~120 m respectivement, Pedoja et al., 2014). La dernière glaciation a débuté il y a ~100 000 ans pour atteindre son maximum il y a ~20 000 ans (Last Glacial Maximum - LGM). La plateforme continentale était alors largement émergée (e.g. Ehlers and Gibbard, 2004), le niveau marin atteignant la cote -100 à -150 m par rapport à l'actuel (e.g. Horn et al., 1966; Guilcher, 1969; Lambeck, 1997; Pedoja et al., 2014). La déglaciation commence ensuite (Early deglaciation, Eyles

and McCabe, 1989) avec une augmentation significative à partir de 18,3 ka dans le NW de l'Europe (e.g. Vorren and Plassen, 2002) et le niveau marin augmente jusqu'à devenir proche de l'actuel et stable depuis 5000 - 6000 ans (e.g. Lambeck, 1997). Toutefois, les variations eustatiques Holocène le long de la marge Atlantique ne sont pas uniformes et il apparaît nécessaire de considérer des courbes régionales pour une plus grande précision (e.g. Lambeck, 1997).

Les changements climatiques au Quaternaire entraînent des déformations à large échelle de la lithosphère (mouvements glacio-isostatiques, e.g. Serpelloni et al., 2013) et des fluctuations du niveau marin (e.g. Lambeck et al., 2002) qui entraînent des modifications des phénomènes d'érosion et sédimentation par les variations du niveau de base. Ceci est d'autant plus marqué dans les régions littorales où le niveau de base correspond au niveau marin.

Les déformations plio-quaternaires seront abordées plus en détail dans ce chapitre dans deux parties consacrées à la déformation du Massif Armoricaïn, puis à une revue des indices néotectoniques situés en Loire-Atlantique et Vendée littorale déjà décrits dans la littérature.

3.2 Bassins tertiaires et marais littoraux

3.2.1 Les sédiments tertiaires et les grabens effondrés

Nous avons donc vu l'existence de bassins tertiaires à terre très localisés dans le MA (fig.3.3). A l'extrême Ouest de la marge Sud-Armoricaine, citons à nouveau les bassins de Toulven et de Concarneau (seul bassin cité situé en mer, fig.3.4). Au Nord et au centre du MA, citons les bassins du Quessoy et de Rennes. Dans la région nantaise, quatre bassins tertiaires ont été identifiés : les bassins de Saffré et de Nort/Erdre (fig.3.5, Borne et al., 1991; Béchenec, 2007) et les bassins de Campbon et Drefféac-Quilly (Wyns, 1991; Béchenec, 2007). Selon Barbaroux et al. (1983), ils sont les témoins d'une réactivation au Cénozoïque du bâti structural pré-existant, probablement au Pliocène suite à une compression NNW-SSE (et seraient peu actifs voir inactifs au Quaternaire, Wyns, 1986). Ces grabens orientés NNW-SSE présentent pour les plus importants (bassins de Saffré, Nort/Erdre et Rennes) des anomalies gravimétriques (Jaeger, 1967; Wyns, 1991) et s'organisent le long d'accidents orientés N150 - N170, soit de façon légèrement oblique par rapport à la direction sud-armoricaine.

3.2.2 Les marais littoraux

Les accidents de direction sud-américaine N110-N130, n'encadrent pas de bassins tertiaires identifiables par des anomalies d'épaisseurs sédimentaires ou une anomalie gravimétrique, mais semblent délimiter les marais littoraux que l'on retrouve de la Vendée au Poitou, ainsi que leur extension en mer (Wyns, 1986) :

- le Marais Breton et la Baie de Bourgneuf
- le Marais Poitevin et le Perthuis Breton
- le Marais de Marennes - Rochefort/Mer et le Perthuis d'Antioche

Ces marais extensifs se sont développés sur la côte Atlantique dans d'anciennes baies, et sont protégés par des barrières sableuses ou de petites îles (Ile de Noirmoutier, Ile de Ré, Ile d'Oléron) (Pirazzoli and Pluet, 1991). D'après Pirazzoli and Pluet (1991), après la dernière glaciation, le niveau marin sur la côte atlantique est remonté rapidement, d'environ 1,5 cm / an entre 10 000 ans

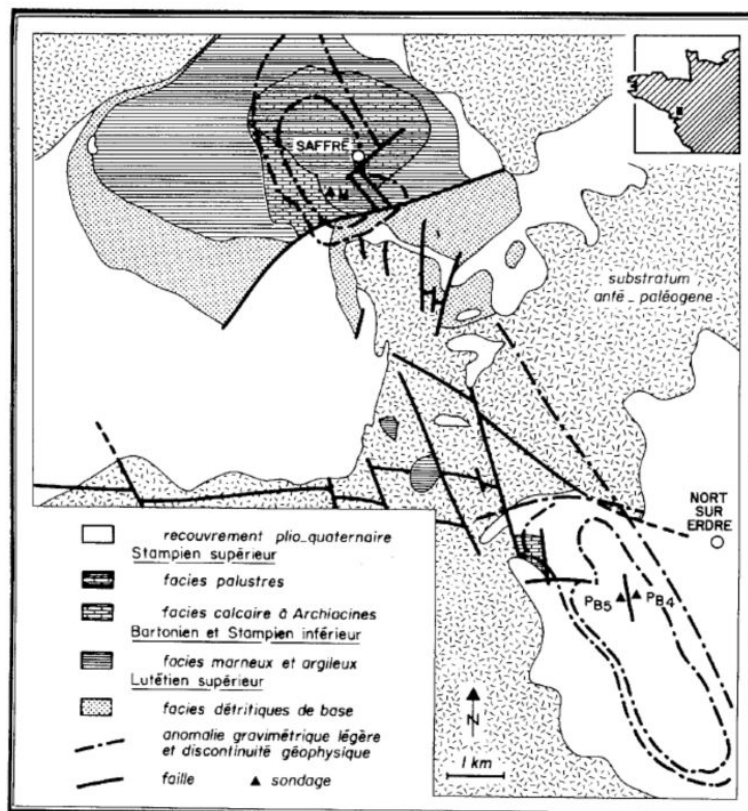


FIGURE 3.5 – Bassins éocènes de Saffré et Nort/Erdre, issus du rejeu des accidents Kerforne (KF), d'après Borne et al. (1991)

BP et 7 000 ans BP, puis ralentit à environ 0,2 cm / an entre 7 000 ans BP et 2 000 ans BP (Bernard, 1996). C'est pendant cette période de ralentissement du montée du niveau marin que l'apport sédimentaire estuarien lié à l'érosion continentale, couplé à la dérive littorale, permet la formation des cordons. Les conditions à l'arrière des cordons sableux permettent un envasement des marais, et une avancée de la ligne de rivage dans le Marais Breton (Mounès, 1974).

Le Marais Breton et la Baie de Bourgneuf

Le Marais Breton (MB) et la Baie de Bourgneuf (BB) sont situés sur le littoral de la région des Pays de la Loire, dans les départements de la Vendée et de la Loire-Atlantique (fig. 3.7). Le Marais Breton, également appelé Marais Breton Vendéen, constitue le prolongement terrestre de la Baie de Bourgneuf. Cette zone géographique humide d'environ 450km² est constituée de prairies humides, réseaux de canaux ou étiers, et polders. L'impact anthropique y est particulièrement important.

3.2.3 Evolution locale du niveau marin

Le montée du niveau marin est documentée par Gautier and Mounès (1967) par comparaison de relevés cartographiques et enquêtes de témoignages : le niveau de la mer se serait élevé d'au moins 40 cm entre 1821 et 1893, et d'au moins 50 cm supplémentaires depuis en l'espace d'un demi-siècle.

Toutefois, l'évolution de la ligne de rivage peut être liée d'une part aux variations du niveau

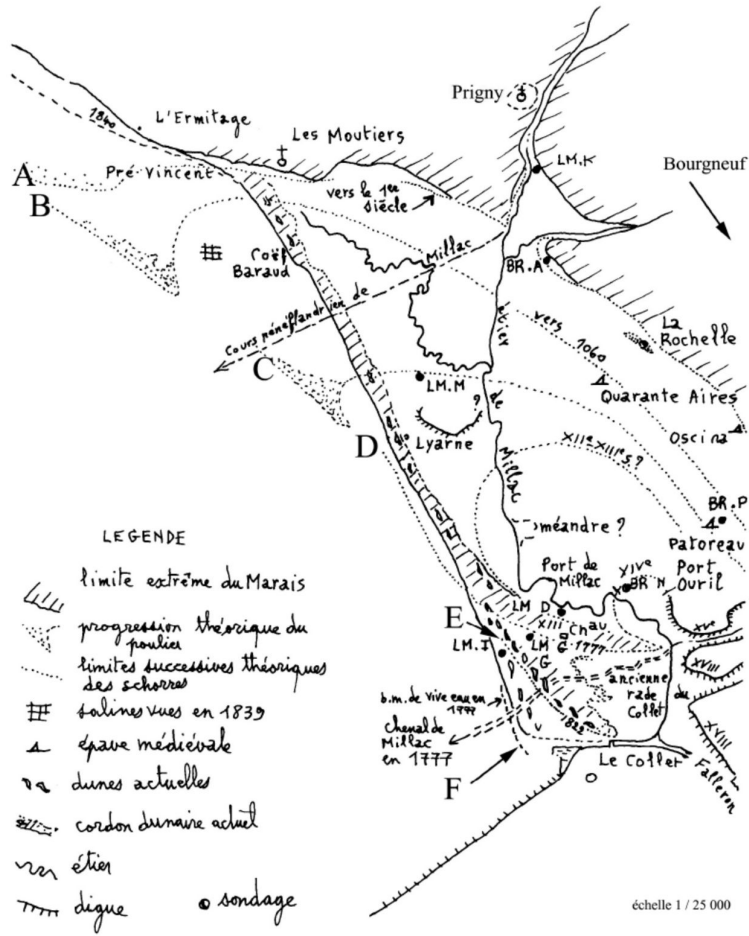


FIGURE 3.6 – Evolution du cordon dunaire et de la ligne de rivage (A à F) au niveau des Moutiers-en-Retz, d'après Mounès (1974).

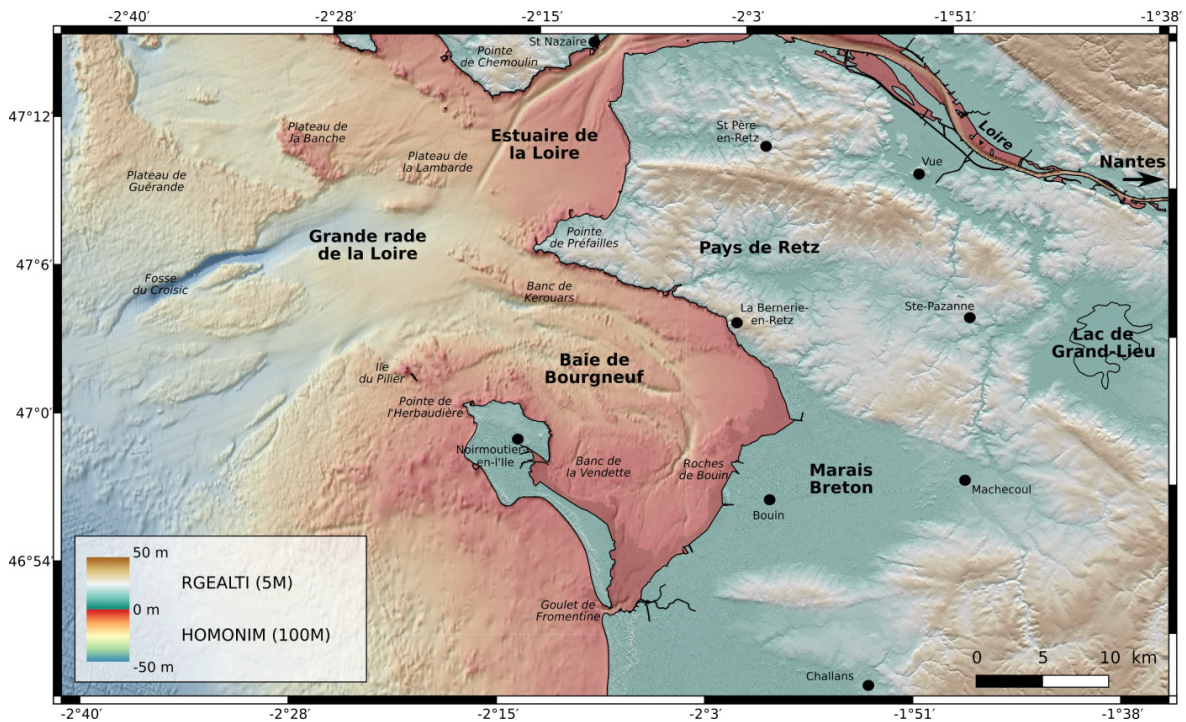


FIGURE 3.7 – Cadre de la zone d'étude.

marin à long terme, mais également au recul des falaises au niveau de la Bernerie-en-Retz (Gautier and Mounès, 1967). La côte en fond de baie, du fait de son orientation, est exposée aux vents dominants qui conjugués aux effets de marée, entretiennent l'érosion de ces falaises.

Enfin, à plus court terme, les effets de l'anthropisation sont à prendre en compte (Mounès, 1960, 1974). Le MB est fortement anthropisé, et ce depuis plusieurs siècles (Clément, 1987). Les marais autour de Bouin sont datés du VII^e siècle, les environs de Bourgneuf-en-Retz ayant connu de grands travaux de poldérisation à la fin du XVIII^e siècle et au début du XIX^e siècle, ainsi que des travaux de vannage au XIX^e siècle avec la construction d'au moins 3 écluses, au terme desquels la morphologie actuelle est globalement acquise.

3.3 Contexte géologique de la Vendée littorale

Notre zone d'étude est essentiellement composée de roches du socle recouvertes par une faible couverture sédimentaire. Elle constitue l'extrémité ouest de la marge paléogène sud-armoricaine (Menier et al., 2014).

3.3.1 Le socle

Les roches dites du socle sont des roches métamorphiques, essentiellement des micaschistes et des méta-ingimbrites, appartenant à la nappe des porphyroïdes qui constitue l'unité supérieure du front chevauchant en Vendée littorale (fig. 3.2, Balleve et al., 2013).

Les méta-ingimbrites constituent la formation des Porphyroïdes de Vendée et de la Vilaine, qui s'étend de la Pointe de Préfailles à Machecoul et marque une virgation vers le sud jusque St-Etienne-de-Mer-Morte.

Les micaschistes sont représentés par :

- au nord, les formations de Pornic et St Hilaire et St Pazanne
- au sud, la formation des schistes de St Gilles qui marque une avancée dans le MB au niveau de St Gervais, Challans, et plus à l'intérieur des terres.

Les éclogites du complexe des Essarts, longeant l'accident de Ste-Pazanne-Les-Essarts, ainsi que l'unité de schistes bleus du Bois-de-Céné, au sud de Machecoul et à l'Ouest de Paulx, sont les témoins du fonctionnement d'une subduction conduisant au développement d'un prisme d'accrétion (Balleve et al., 2013). L'unité de Groix-Bois de Céné est probablement structuralement située au-dessus de la nappe des porphyroïdes (Burg, 1981; Ters et al., 1983; Audren et al., 1993; Lahondere et al., 2009).

En mer, les roches du socle magmatique et métamorphique sont à l'affleurement ou sub-affleurantes dans l'estuaire de la Loire ainsi que dans les parties nord et ouest de la Baie de Bourgneuf (fig. 3.8).

3.3.2 La couverture sédimentaire

Les sédiments mésozoïques sont quasi absents sur la partie émergée du sud du MA, mais sont largement observables à l'est du MA sur la plateforme marquant la transition vers le Bassin Parisien (fig.3.3). En Vendée littorale, les dépôts du Crétacé supérieur sont cependant conservés dans

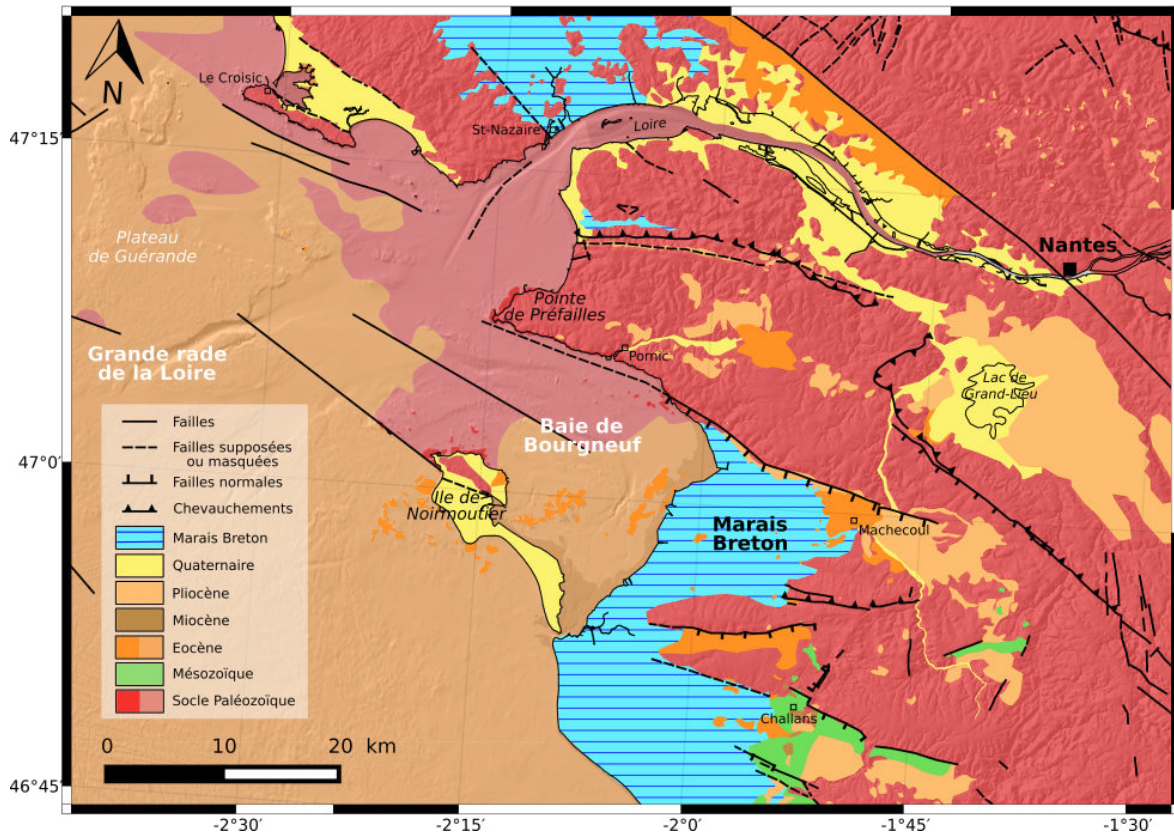


FIGURE 3.8 – Carte géologique simplifiée du Marais Breton et de la Baie de Bourgneuf.

les bassins de Challans, Commequier et Touvois (fig.3.8), et remaniés dans des formations cénozoïques régionales (Barrois, 1921; Durand, 1960; Béchenec, 2007, 2009). Il sont rarement observés sous les dépôts éocènes (yprésiens et lutétiens), sauf à Noirmoutier et Notre-Dame-des-Monts (Borne et al., 1989).

Les sédiments éocènes sont donc majoritairement déposés directement sur le socle. Les dépôts yprésiens sont peu conservés à terre dans le sud de la marge sud-armoricaine (Borne et al., 1989), ainsi qu'en mer (dépôts dans paléo-vallées ou grabens). Ils sont représentés par les bassins d'Arthon-Chéméré (Wyns, 1991; Béchenec, 2007) et de Machecoul, respectivement situés au Nord et au Sud de la faille de Machecoul (fig. 3.8).

Au sein du Massif Armoricaïn, les terrains miocènes sont essentiellement connus à Rennes, et seulement très localement en Vendée et Loire-Atlantique près de Challans (fig.3.8).

En mer, les sédiments éocènes (yprésiens, lutétiens et bartoniens) affleurent sous forme de plateaux tels que le plateau de Guérande (fig. 3.8). D'après Cressard (1973), ces plateaux calcaires ont été déformés et exhumés par le rejeu de fractures hercyniennes et sud-armoricaines N 45 et N 135 après le Bartonien, ainsi que par un important synclinal situé sous le plateau de Guérande.

Les gisements pliocènes

Les différents gisements pliocènes de Vendée littorale et Loire-Atlantique ont été étudiés par Liang (1951), Ters (1956), Durand (1960), Gautier (1962). Essentiellement constitués de sables, ces dépôts présentent une variabilité de faciès pouvant exprimer soit un décalage temporel soit une variabilité de l'environnement de dépôt (Gautier, 1962). Ils proviennent probablement du remaniement de dépôts antérieurs, éocènes ou cénozoïques selon les zones, ainsi que de l'altération

des nombreux filons de quartz que l'on retrouve dans les micaschistes. Ils reposent soit directement sur le socle (micaschistes plus ou moins altérés), soit sur l'Eocène (Gautier, 1969).

L'origine fluviale ou marine (transgressive) des dépôts pliocènes situés au NW de la cuvette tectonique de Grand Lieu reste soulevée, ainsi que leur contexte de dépôt qui pourrait être soit en couverture d'une topographie pré-pliocène dénivelée par le rejeu post-pliocène de failles, soit simplement le remplissage de la cuvette préexistante de Grand-Lieu (Ters, 1956; Gautier, 1969). On retrouve également des gisements situés au SE du lac de Grand Lieu et au Nord de l'accident de Ste-Pazanne-Les-Essarts (Les Etangs à la Limouzière et La Gautrie à St-Etienne-de-Corcoué) (Ters, 1956).

Dans le Pays de Retz, le gisement pliocène des Rochelets est peu large mais s'étend sur une vingtaine de kilomètres au pied du relief formé par la faille de St Père en Retz. On retrouve également des dépôts pliocènes sur le littoral, aux environs du Redois (Gautier, 1969). Le gisement situé entre la pointe de Préfailles et Pornic est très localisé, et correspond à un placage contre la falaise (Gautier, 1969).

Les terrains pliocènes littoraux pourraient avoir été repris dans des terrasses fluviales. La ria de Pornic serait composée de pliocène marin remanié en terrasse fluvio-marine post-pliocène (Gautier, 1969). Ils reposent directement sur un "replat rocheux, incliné du Nord au Sud, imparfaitement nivelé" (Gautier, 1969). Aux environs de la Bernerie-en-Retz, du Nord au Sud, le gisement de la Boutinardière est plutôt assimilé à des terrains pliocènes remaniés dans des formations quaternaires (plages et dunes haut-normanniennes); alors qu'à la Sennetière le dépôt est assimilé à une terrasse d'abrasion marine (Gautier, 1969).

Enfin, de par sa localisation, le gisement qui s'étend au pied du relief de la faille de Machecoul, de Bourgneuf-en-Retz à Fresnay-en-Retz, ne peut pas être rattaché aux gisements littoraux, ni à ceux du Lac de Grand Lieu. Gautier (1969) décrit un système composé de deux failles décalant 3 blocs. Sur le bloc supérieur au nord, le Pliocène repose directement sur le socle. Sur le compartiment intermédiaire, le Pliocène repose respectivement au nord au sud sur le socle et sur une brèche résistante que Gautier (1969) propose Eocène. Enfin, sur le compartiment inférieur, dans le marais, le Pliocène est plaqué contre le relief, reposant également sur la brèche. Gautier (1969) propose donc l'existence d'une faille bordière du MB avec un jeu en touche de piano, expliquant le placage du Pliocène contre probablement une ancienne ligne de rivage (fig. 3.9) dont la position concorderait avec les travaux de Mounès (1974).

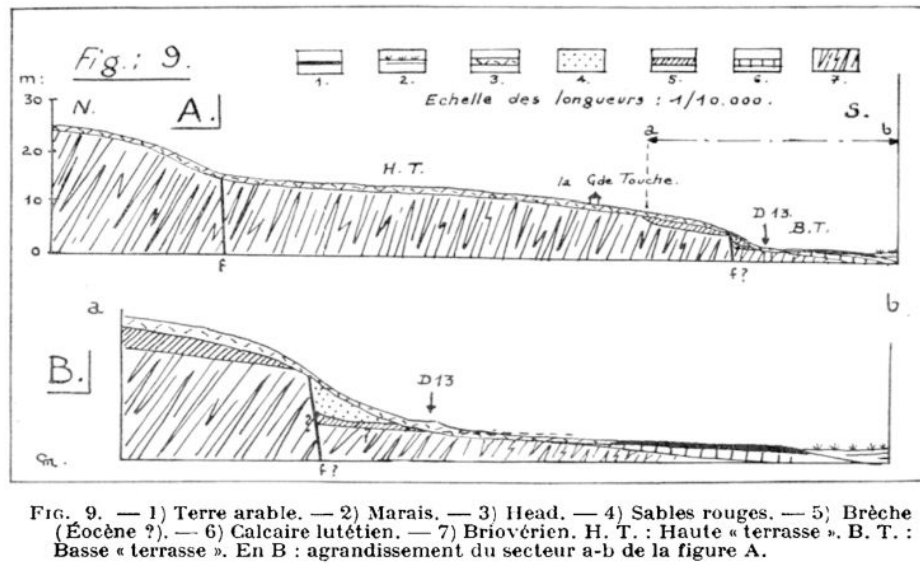


FIGURE 3.9 – Coupe N-S située à l'Ouest de St-Cyr-en-Retz au lieu-dit de La Grande Touche, d'après Gautier (1969).

3.4 La déformation du Massif Armoricain

3.4.1 L'origine de la déformation

Les premières études de la déformation terrestre ont été réalisées aux frontières de plaques, dans des contextes très actifs et globalement contrôlés par la tectonique des plaques. L'amélioration constante de la précision des mesures géodésiques permet progressivement de mieux quantifier les faibles taux de déformation, entraînant ainsi le développement des études en domaines stables, loin des frontières de plaques.

L'origine de la déformation active en France métropolitaine est encore aujourd'hui largement discutée. Elle résulte vraisemblablement de la combinaison de plusieurs composantes :

- une composante tectonique, par la formation de structures néoformées et/ou la réactivation de structures héritées, illustrée par une sismicité diffuse et de faible intensité;
- une composante climatique, par les effets de rebond et/ou une érosion post-glaciaire, la surcharge océanique, les marées terrestres, les variations hydrogéologiques et hydrologiques ou encore la charge atmosphérique;
- une composante anthropique liée par exemple aux impacts de l'exploitation des aquifères, et l'exploitation géothermique ou gazière.

La variabilité du signal de ces processus doit être pris en compte en terme d'amplitude, de longueur d'onde, de variabilité spatiale et temporelle.

3.4.2 La déformation du Massif Armoricain : surrection ou subsidence ?

L'Ouest de l'Europe est une région intraplaque affectée par de faibles déformations. Le Massif Armoricain est situé en bordure de la marge passive Atlantique mais au regard de son activité sismique, sa stabilité est discutée (Bonnet, 1998; Lenôtre et al., 1999; Bessin, 2014).

La géomorphologie permet également de caractériser la déformation du Massif Armoricain. Guilcher and Hallégouët (1981) et Hallégouët and Van Vliet-Lanoë (1986) ont étudié des reliques

d'anciennes plages attribuées à l'Eemien (période IG entre 120 000 et 70 000 ans BP) et observées entre 10 à 15 m au-dessus du niveau marin actuel dans la partie Ouest de la Bretagne, suggérant que la surrection de la Bretagne pourrait être une tendance à long terme. L'étude du taux d'incision des systèmes fluviaux par Bonnet et al. (1998) a permis de mesurer une surrection de la Bretagne avec un différentiel Ouest/Est de part et d'autre de la faille de Quesoy/Nort-sur-Erdre. Les auteurs proposent une activité en faille normale de cet accident. L'élévation des sédiments marins par rapport au niveau de la mer (connu au cours du temps) a permis de quantifier le déplacement vertical du Massif Armoricain durant l'ère Cénozoïque, mettant en évidence une surrection syn- à post- Pléistocène précédée par une période de stabilité voire une faible subsidence entre l'Eocène moyen (Bartonian) et le Pliocène supérieur – Pléistocène inférieur (Plaisancien – Gélasien). Les mesures de déplacement vertical fini entre une période considérée et l'actuel, permettent de préciser que l'inversion de la tendance pourrait avoir eu lieu entre l'Eocène supérieur (Bartonian) et le Miocène moyen (Langhien – Serravalien) d'après Bessin (2014). Enfin, l'analyse morphostratigraphique à partir de deux paléosurfaces (Infraliasique et Eocène) de Bétard (2010) dans le sud-est du MA (région de Parthenay) a permis de quantifier le soulèvement tectonique régional et l'érosion pour la période post-Eocène : les taux moyens calculés sont compris entre 0,5 et 2m.Ma⁻¹.

L'estimation des variations du niveau marin au cours du 20e siècle par les marégraphes révèle une variabilité le long de la marge sud-armoricaine : la Bretagne s'enfoncerait d'un taux maximum de 6 mm/an, mais au Sud de Vannes la tendance est inverse avec une surrection atteignant 4 mm/an.

Les mesures de nivellement effectuées à travers la France au cours du dernier siècle ont permis d'identifier des mouvements verticaux suggérant une surrection généralisée du Finistère et de la marge sud armoricaine d'environ 0,2 à 1 mm/an (fig. 3.10, Lenôtre et al., 1999). Il est toutefois à noter que les valeurs de soulèvement de Lenôtre et al. (1999) pour la Bretagne sont vraisemblablement soumises - comme pour le reste du territoire métropolitain - à un biais de mesure important (Mazzotti, comm. pers.)

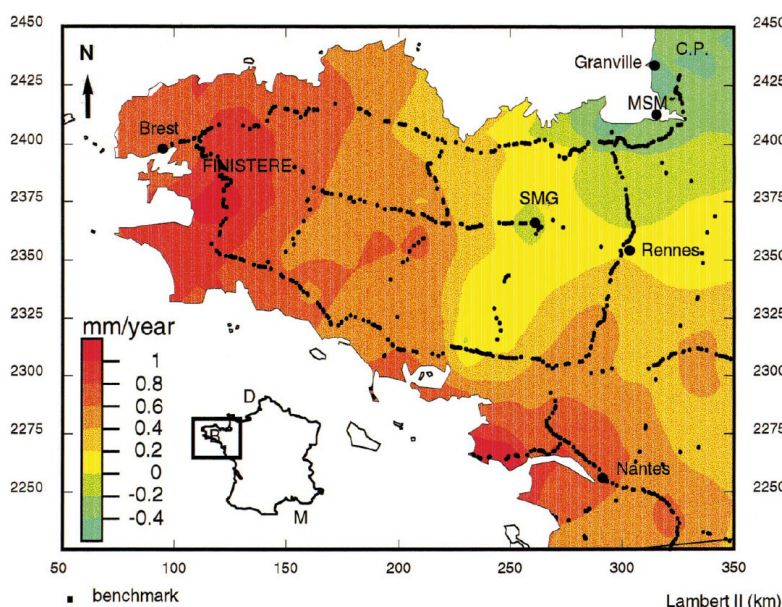


FIGURE 3.10 – Mouvements verticaux du Massif Armoricain (en mm/an) issus de données de nivellement, d'après Lenôtre et al. (1999).

La déformation actuelle du territoire français métropolitain est encore mal connue car les mouvements verticaux et horizontaux sont très faibles, souvent d'amplitude inférieure aux précisions et résolutions des techniques actuelles de la géodésie (Nguyen et al., 2016). Le champ de déplacement horizontal mesuré par le GNSS est très faible et les vitesses verticales suggèrent une subsidence d'environ 1 mm/an (précision moyenne d'environ 0,5 mm/an) (fig. 3.11, Nguyen et al., 2016) à 1,5 mm/an (avec une vitesse verticale médiane de 0,1 +/- 0,9 mm/an pour le nord et le centre de la France, Serpelloni et al., 2013) sur la marge sud-armoricaine.

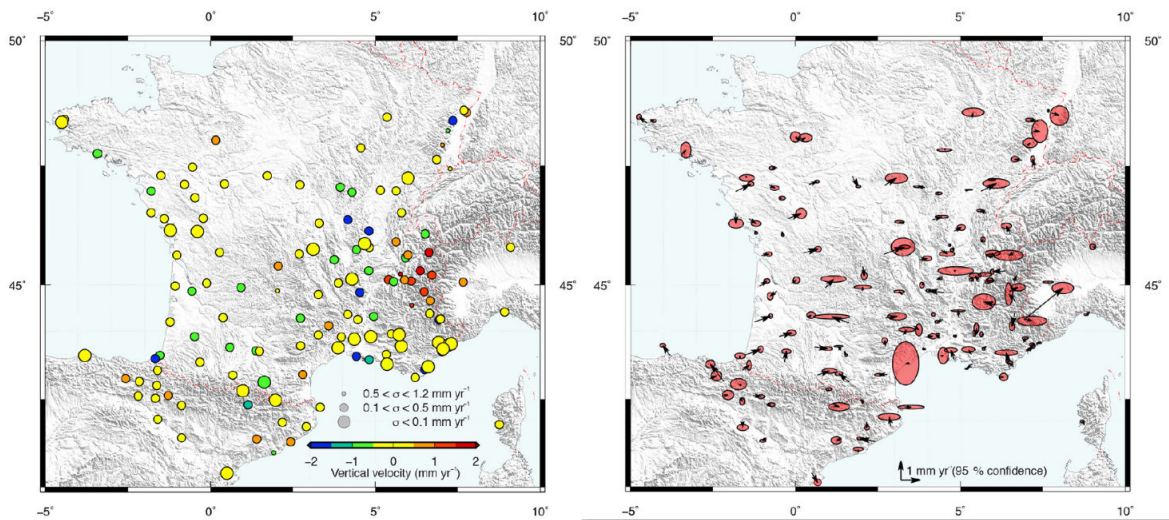


FIGURE 3.11 – Vitesses verticales (à gauche) et horizontales (à droite) issues de données GPS en France, d'après Nguyen et al. (2016).

Les modèles de rebond post-glaciaire pour le nord-ouest de l'Europe suggèrent également une subsidence plus ou moins marquée du Massif Armoricain (Le Meur, 1996). Il en est de même d'après les enregistrements des marégraphes (Peltier and Tushingham, 1991), et des mesures répétées de Very Long Baseline Interferometry (James and Lambert, 1993; Mitrovica et al., 1994), ou des vitesses GPS de l'ordre de -0,5 à -1,5 mm/an (fig. 3.12, Serpelloni et al., 2013).

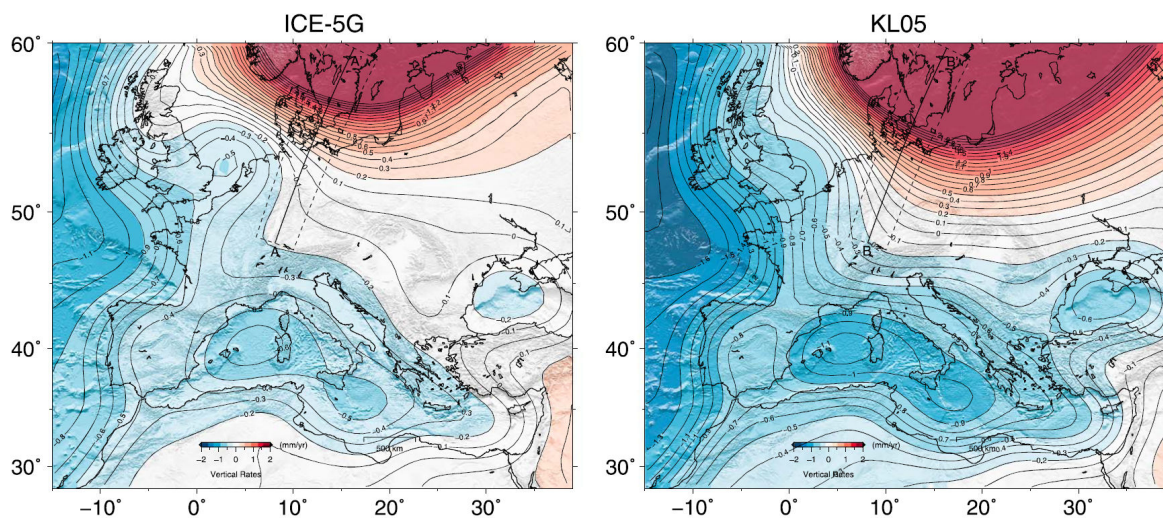


FIGURE 3.12 – Exemples de modélisations des mouvements verticaux induits par le réajustement isostatique post-glaciaire en Europe de l'Ouest, d'après Serpelloni et al. (2013)

La question de la subsidence ou de la surrection du Massif Armoricain est donc de prime-abord assez complexe car très probablement variable au cours des temps. En effet, les études basées sur le nivellement et les enregistrements des marégraphes concernent les quelques dernières dizaines d'années, alors que la géomorphologie des plages et des incisions fluviales ainsi que l'étude des remplissages sédimentaires s'appliquent sur des temps beaucoup plus longs, de l'ordre de plusieurs dizaines de millions d'années. La résolution de chaque méthode et la différenciation des déformations à petite et grande longueurs d'onde illustre la nécessité de combiner plusieurs approches afin de s'affranchir de ces limitations. Les déformations mises en évidence s'appliquent à différentes échelles spatiales et temporelles, et sont très probablement liées à des forçages différents.

3.4.3 La sismicité instrumentale et historique

La sismicité instrumentale

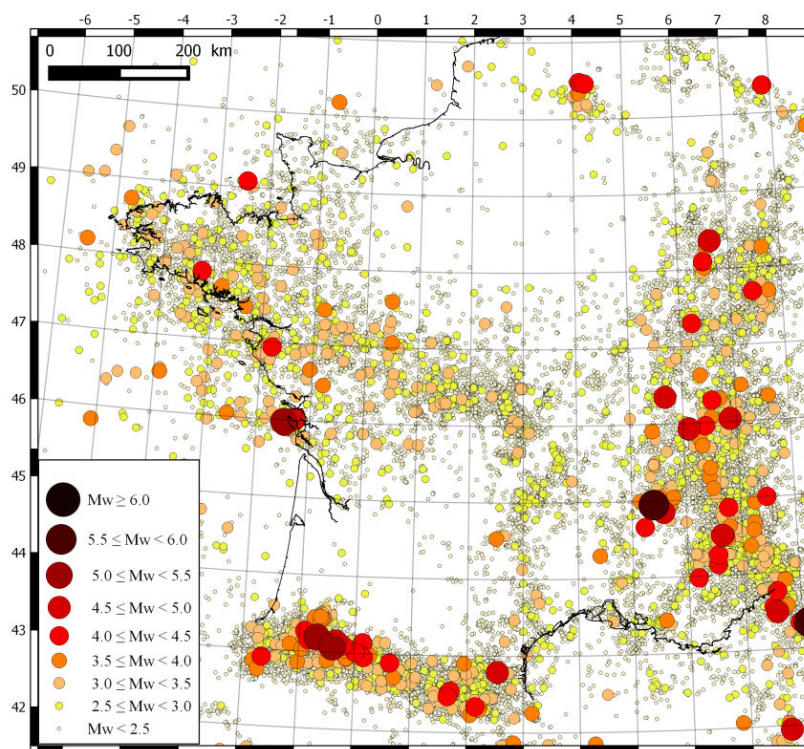


FIGURE 3.13 – Sismicité instrumentale de la France (1962-2017), d'après le catalogue SI-Hex (1962-2009), et les catalogues du LDG (2010-2017). Les magnitudes représentées sont les magnitudes $M_{wSI-Hex}$ issues du catalogue SI-Hex pour les événements de 1962 à 2009, et d'une conversion des magnitudes M_{L-LDG} pour les événements de 2010 à 2017 calculée à partir des lois d'équivalences de Cara et al. (2015).

La sismicité instrumentale du territoire métropolitain français, qualifiée de modérée, présente une dualité prononcée entre des zones sans sismicité instrumentale et historique bien définies et d'autres zones à l'activité sismique concentrée. En effet, les catalogues ne recensent quasiment aucun événement dans les bassins sédimentaires mésozoïques que sont le Bassin Aquitain et le Bassin Parisien ce qui les distingue des grandes structures tectoniques qui affectent le territoire telles que le Massif Armoricain, les Pyrénées et les Alpes (fig.3.13). Le Massif Armoricain, qui nous intéresse plus particulièrement dans cette étude, est généralement décrit comme une zone de sis-

micité diffuse, c'est-à-dire sans organisation spatio-temporelle particulière. L'association d'évènements à des structures reste pour l'instant un réel défi, même s'il semblerait que les séismes actuels de magnitude supérieure à 3 se produisent aux embranchements des grandes structures tectoniques (e.g. Perrot et al., 2005).

La difficulté d'associer la sismicité à une structure donnée est essentiellement due aux incertitudes de localisation hypocentrale et à celles associées à la géométrie des structures en profondeur. En effet, les caractéristiques des réseaux sismologiques métropolitains, peu denses dans l'Ouest de la France et surtout limités en azimut par la présence de la façade atlantique, génèrent des biais de localisation et d'estimation des magnitudes.

Caractéristiques de la Vendée littorale

A partir des catalogues SI-Hex (1962-2009) et LDG (2010-2017), nous avons estimé et comparé les taux de sismicité instrumentale de la Bretagne (terre et mer, depuis l'Est du Cotentin jusqu'au Nord de la Rochelle) et du Marais Breton Vendéen (terre et mer depuis la Loire, jusqu'au Sud de Challans et l'Est de Grand Lieu, fig. 3.14). Les magnitudes M_{L-LDG} du catalogue du LDG ont été converties en Mw_{SI-Hex} d'après les lois d'équivalences appliquées par Cara et al. (2015). La magnitude de complétude du catalogue SI-Hex étant estimée à Mw_{SI-Hex} 1,75-2 dans le Massif Armoricain (Haugmard, 2016), nous avons uniquement sélectionné les évènements d'une magnitude Mw_{SI-Hex} supérieure ou égale à 3 afin de s'affranchir des variations pouvant être liées aux seuils de détection des réseaux (Tab. 3.1).

Ainsi, pour une surface égale à environ 3,5% de la Bretagne, le Marais Breton comprend 11,2% de la sismicité instrumentale récente bretonne d'une magnitude Mw_{SI-Hex} supérieure ou égale à 3. La sismicité instrumentale sur la période considérée est donc supérieure à la moyenne, même s'il convient d'être prudent étant donné le faible nombre d'évènements considérés.

Zone	Surface (km^2)	Nombre d'évènements
Bretagne	~ 147 000	89
Marais Breton	~ 5000	10

TABLEAU 3.1 – Paramètres utilisés pour l'estimation des taux de sismicité de la Bretagne et du Marais Breton à partir des évènements d'une magnitude Mw_{SI-Hex} supérieure ou égale à 3, d'après les catalogues SI-Hex (1962-2009) (Cara et al., 2015) et LDG (2010-2017).

En Bretagne, parmi les 89 évènements retenus, on peut citer le séisme de Hennebont 2002 (Mw_{SI-Hex} 4,2) et 6 autres évènements d'une Mw comprise entre 3,5 et 3,9. Dans le Marais Breton, les 10 évènements retenus correspondent à l'évènement de Mw_{SI-Hex} 4,1 de Machecoul (1968) et à 9 autres évènements d'une Mw_{SI-Hex} comprise entre 3 et 3,4.

La sismicité historique

Le catalogue de sismicité historique de la France SISFRANCE¹ (Scotti et al., 2004), disponible en ligne (BRGM/EDF/IRSN, 2001) comprend les séismes ayant eu lieu avant 1962 en France métropolitaine et dans une zone frontalière limitrophe et recensés dans les archives (fig. 3.15). La ma-

1. <http://www.sisfrance.net/>

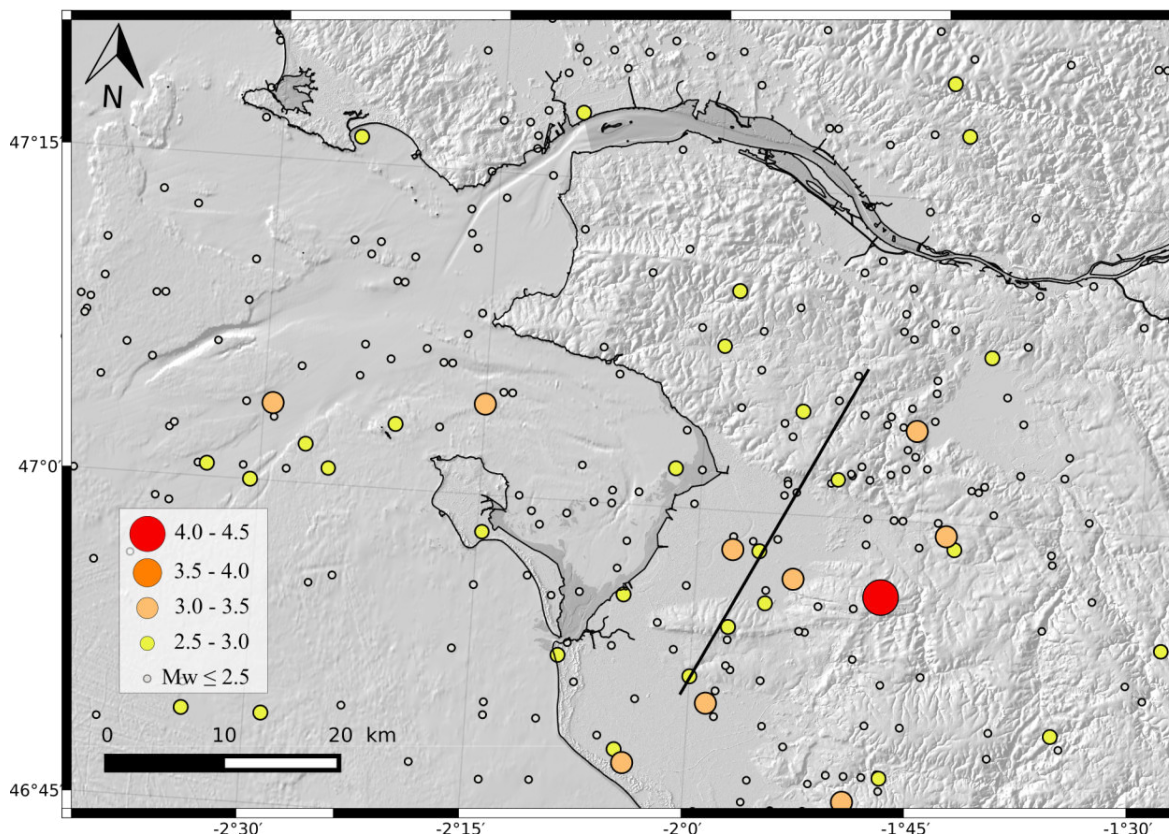


FIGURE 3.14 – Sismicité instrumentale de la France (1962-2017), d'après le catalogue SI-Hex (1962-2009) (Cara et al., 2015) et le catalogue du LDG (2010-2017), dans notre zone d'étude du Marais Breton et de la Baie de Bourgneuf (Vendée littorale).

La majorité des séismes sont associés à une valeur d'intensité épicentrale (I_0) exprimée suivant l'échelle MSK-64 (Medvedev et al., 1967). L'exhaustivité et la précision de ce catalogue dépend d'une part de la densité de population dans les zones affectées par le séisme, des témoignages, ainsi que de leur transmission dans les archives disponibles à l'heure actuelle. Aujourd'hui, une enquête macrosismique est menée par le Bureau Central Sismologique Français (BCSF) après chaque évènement majeur afin de calibrer les lois d'atténuation de l'intensité en fonction de la distance à l'épicentre et ainsi mieux calibrer l'intensité des séismes historiques.

La sismicité historique en France est modérée. Elle se situe majoritairement dans les zones connues actuellement pour leur sismicité instrumentale (Alpes, Provence, Pyrénées, Fossé Rhénan, Massif Central, Massif Armoricaire, fig. 3.15). Dans le Massif Armoricaire, la sismicité est diffuse et caractérisée par quelques évènements majeurs tels que ceux de Loudun (06/10/1711) et Parthenay (09/01/1772) dans le Poitou, de St Maure en Touraine (15/02/1657) et enfin le séisme vendéen du 25 janvier 1799 (I_0 VII-VIII MSK-64). Dans le Marais Breton, on peut également citer l'évènement du 7 avril 1767 de Bourgneuf-en-Retz (I_0 VI MSK-64), qui n'est toutefois décrit que par 2 observations macrosismiques d'après la base de données SISFRANCE (Scotti et al., 2004).

3.4.4 Implications en termes de zonages sismotectoniques et sismiques

La cinématique des failles et ainsi le lien entre les hypocentres et les structures tectoniques reste une question non résolue à l'échelle du Massif Armoricaire, et plus largement de l'ensemble du territoire métropolitain (Baize et al., 2013). Plusieurs tentatives de synthèse et de zonage sis-

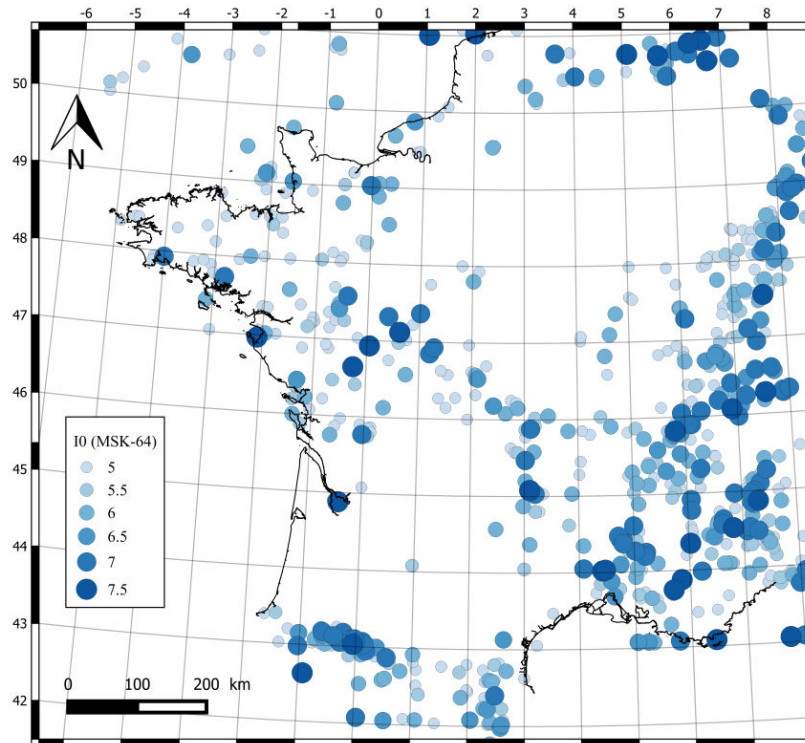


FIGURE 3.15 – Sismicité historique de la France (avant 1962), d'après le catalogue SISFRANCE (Scotti et al., 2004). Les évènements sont représentés en fonction de la valeur de l'intensité épacentrale associée (I_0) exprimée suivant l'échelle MSK-64 (Medvedev et al., 1967).

motectonique de la France existent afin de recenser les failles actives en France, comme Grellet et al. (1993), Berge-Thierry et al. (2004) et Baize et al. (2013) (fig. 3.16), et plus récemment la Base de Données des Failles Actives (BDFa) de Jomard et al. (2017). Ces travaux ont pour objectif de servir de documents de référence pour l'évaluation de l'aléa sismique.

Marin et al. (2004), Berge-Thierry et al. (2004) puis Baize et al. (2013) présentent un zonage sismotectonique de la France métropolitaine composé de zones surfaciques représentant des régions au potentiel sismogénique propre, ainsi que d'un catalogue de structures présentant des indices de déformations néogènes à quaternaire : les failles actives potentielles. Les limites de zonage et l'activité des structures décrites sont argumentées et discutées.

Les départements de la Loire-Atlantique et de la Vendée sont situés dans la partie centrale de la province sismotectonique dite "Sud Armoricaine" de Baize et al. (2013) (fig. 3.16). Les limites de cette province sont : au nord la structure d'échelle crustale du CSA ainsi qu'un gradient de densité épacentrale, à l'est le Sillon Houiller du Massif Central et le prolongement des failles de la Loire, et au sud un gradient de sismicité et les grands accidents hercynien réactivés au Mésozoïque et Cénozoïque situés dans le prolongement de la branche Sud du CSA et marquant le nord du Bassin Aquitain. Cette zone est globalement marquée par une faible densité de séismes (fig. 3.13) mais avec quelques évènements historiques significatifs (fig. 3.15). Elle présente des indices de mouvements verticaux probablement paléogènes à quaternaires sur des failles orientées NW-SE à WNW-ESE, mais aussi de réactivations Cénozoïques d'accidents NNW-SSE et de déformations des terrains dont l'âge quaternaire est débattu (Baize et al., 2013). Cette zone comprend la partie Nord du CSA, dans laquelle une activité sismique en décrochement a pu être rattachée à des structures

WNW-ESE associées (Perrot et al., 2005).

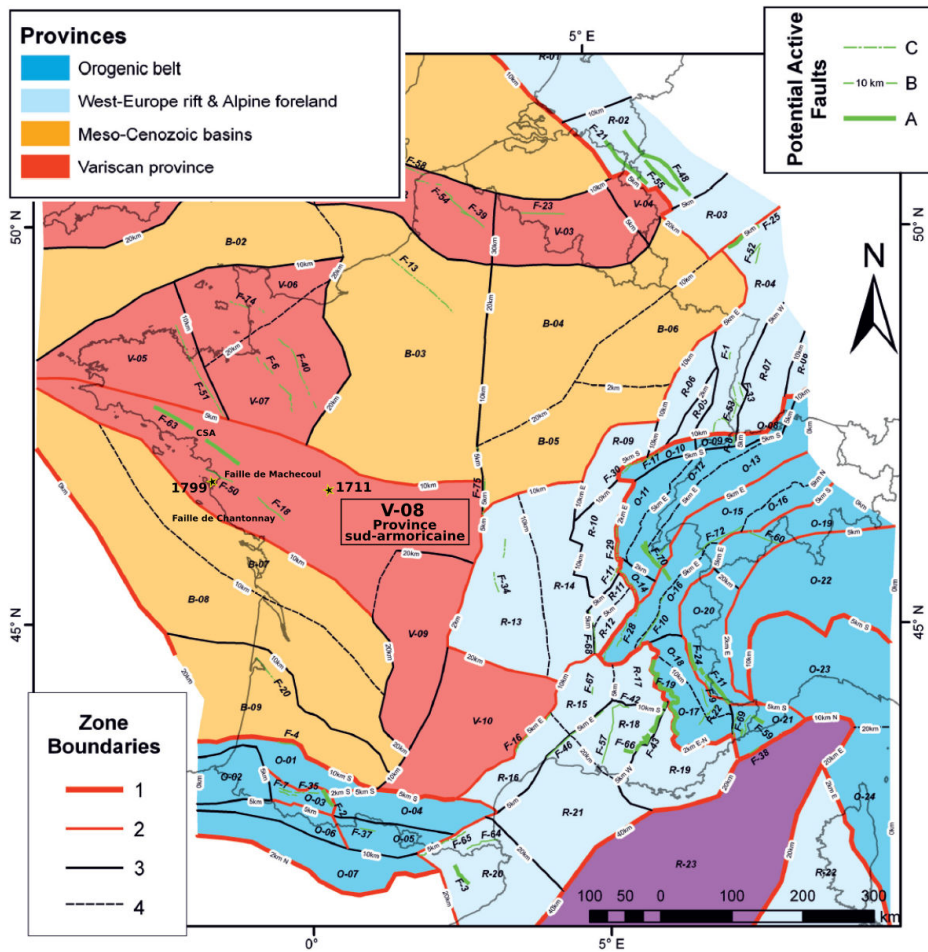


FIGURE 3.16 – Carte du zonage sismotectonique de l'IRSN et des structures néotectoniques et failles actives potentielles, modifiée d'après Baize et al. (2013). Les limites de zones sont classées selon leur pertinence à séparer des régions aux potentiels sismotectoniques différents : de 1 (les plus fiables) jusqu'à 4 (les plus discutables). L'erreur de localisation des zones limites est également indiquée (valeur de part et d'autre). Les failles actives potentielles sont classées selon un index de robustesse : A failles actives démontrées, B failles actives probables, C failles peu vraisemblablement actives. Les étoiles représentent les séismes historiques significatifs.

Le plus récent des zonages sismiques français est entré en vigueur à compter du 1er mai 2011 et divise le territoire national en cinq zones de sismicité croissante (fig. 3.17). Le nord du Massif Armoricain est classé en zone de sismicité 2 (faible), et la partie sud dans laquelle se situe la Vendée littorale, en zone sismique 3 (modérée).

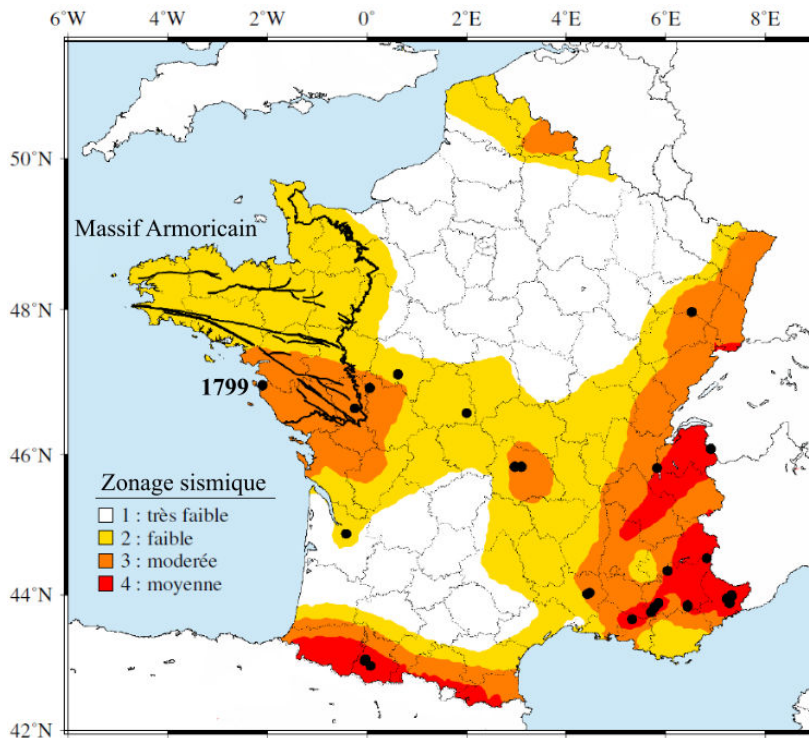


FIGURE 3.17 – Zonage sismique français entré en vigueur à compter du 1er mai 2011. Les limites ainsi que les failles majeures du Massif Armoricain sont indiquées en noir, et les points noirs correspondent aux séismes historiques d'intensité épicentrale supérieure à VII dont fait partie le séisme vendéen du 25 janvier 1799, modifiée d'après Haugmard (2016).

3.5 Les indices néotectoniques du Massif Armoricain

Il existe plusieurs tentatives d'état des lieux de la déformation récente sur le territoire :

- l'inventaire des indices de rupture affectant le Quaternaire de Baize et al. (2002), comprenant une vérification sur le terrain de certains sites d'indices néotectoniques décrits individuellement dans la bibliographie, ainsi que l'addition d'indices supplémentaires.
- les indices néotectoniques et paléosismiques ont ensuite été évalués par un comité d'experts sur la base des informations issues de la bibliographie existante afin d'être répertoriés sous la forme d'une base de données publique, gratuite et accessible en ligne : la base de données Néotectonique et Paléosismique Néopal (Bertrand et al., 2007). Elle est toutefois abandonnée à l'heure actuelle.
- la Base de Données des Failles Actives (BDFA) de Jomard et al. (2017) couvrant la France métropolitaine constitue un support pour la mise en oeuvre de la modélisation des sources sismiques, nécessaire au calcul du risque sismique. L'activité des structures est renseignée sur la base de la bibliographie existante.

Ces études rassemblent les indices de déformations récentes (jusqu'à 5,3 Ma pour Jomard et al. (2017) par exemple) tout en essayant d'identifier les structures géologiques susceptibles d'en être à l'origine. Différents types d'indices de déformation peuvent être considérés, comme les indices géomorphologiques, les indices directs de rupture, ou les indices paléosismiques indirects.

Cette partie correspond à un examen des indices déjà connus en Vendée littorale (fig. 3.18) réalisé en 3 temps : une description à partir de la bibliographie existante, les avis de l'inventaire

de Baize et al. (2002) et de la base NEOPAL (Bertrand et al., 2007) et enfin nos observations et quelques illustrations de terrain le cas échéant.

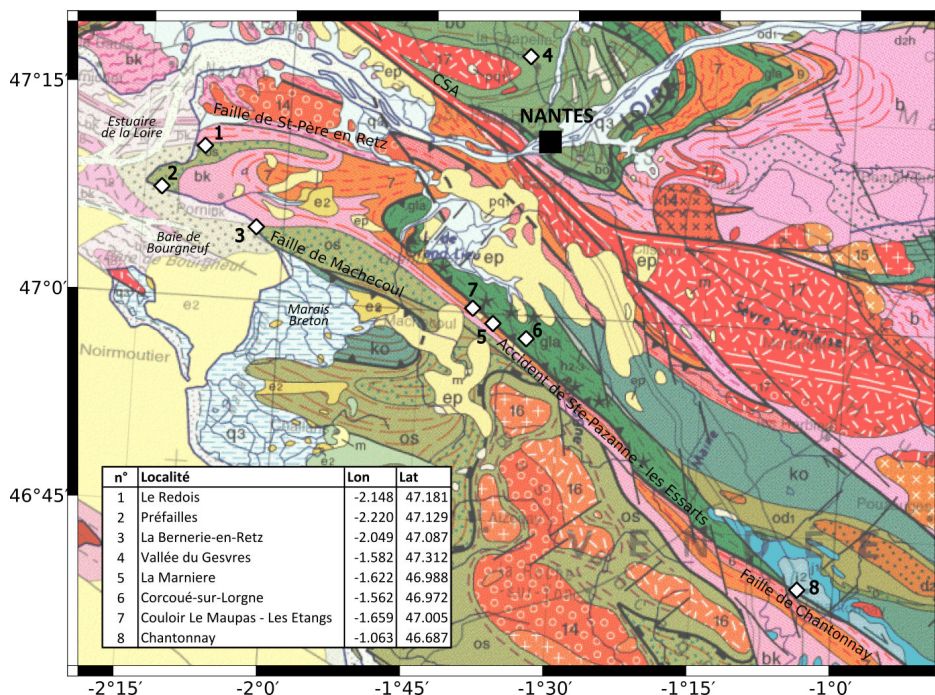


FIGURE 3.18 – Localisation et coordonnées des indices néotectoniques répertoriés dans ce travail.

3.5.1 Les indices littoraux

Le Redois et la Pointe de Préfailles

Gautier (1970) propose un rejeu récent de failles anciennes dans deux zones, situées sur la côte au Redois et à la Pointe de Préfailles (fig. 3.18, indices n°1 et 2 respectivement). Les indices relevés dans les deux cas sont des anomalies morphologiques avec basculement de blocs et la présence de talweg suspendus.

Au Redois, Gautier (1970) observe un "basculement vers le Nord en deux endroits de la micro falaise que tranche un estran bas-normannien". Gautier (1970) l'associe dans la première zone décrite plus au nord au "léger rejeu d'une faille tertiaire, héritière elle-même d'une fracture plus ancienne de direction WNW-ESE" formant un "abrupt tectonique [...] d'un commandement topographique d'une quarantaine de mètres" (fig. 3.19). Dans la seconde zone au sud, Gautier (1970) note un basculement similaire "sur environ 400 m, limité par [le vallon du ruisseau de Pierre Attelée] au Nord, et par un petit talweg suspendu [...] fossilisé [...] au Sud" (fig. 3.19). Les terrains recouvrant l'estran paléozoïque sont décrits comme "du sable ocreux normannien" et des "dunes anciennes, au sable roux patiné", recouverts par "des dunes plus récentes de couleur claire". Le déplacement de "blocs de grès ladère éocène (Lutétien)" depuis l'altitude 20-25 m sur le plateau jusqu'en bas de plage est attribué par Gautier (1970) aux effets "d'une coulée de solifluxion" (fig. 3.19), ce qui le motive à dater le vallon du ruisseau de Pierre Attelée au pré-würmien. Gautier (1970) propose donc que la déformation soit datée du Normannien.

A la Pointe de Préfailles, Gautier (1970) observe au niveau de l'anse du Sud le basculement opposé de deux blocs, formant une « gouttière » de plusieurs centaines de mètres de large (fig. 3.20)

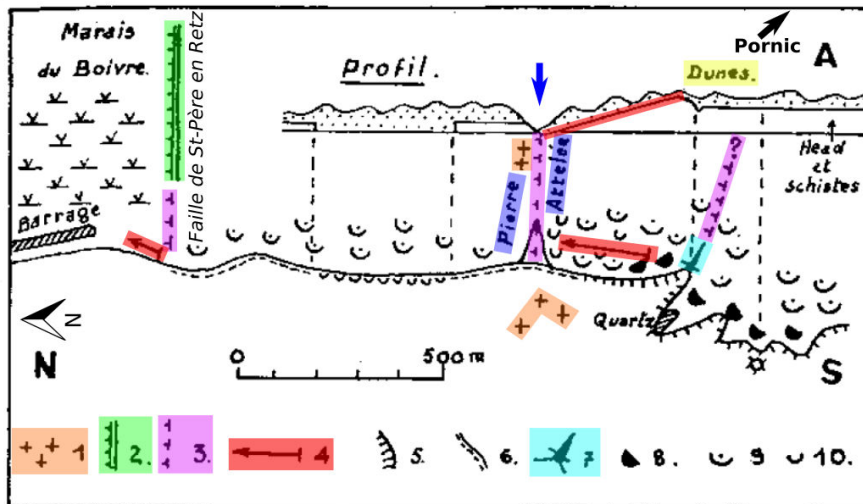


Fig. 1. Altitude et localisation des faits signalés. Légende : A. - 1. Blocs de grès ladère. - 2. Faille tertiaire. - 3. Faille récente ou rejeu présumés. - 4. Pente tectonique. - 5. Falaise. - 6. Microfalaise. - 7. Vallon suspendu fossilisé. - 8. Sable ocreux normannien. - 9. Dunes (1^{re} génération). - 10. Dunes (2^e génération).

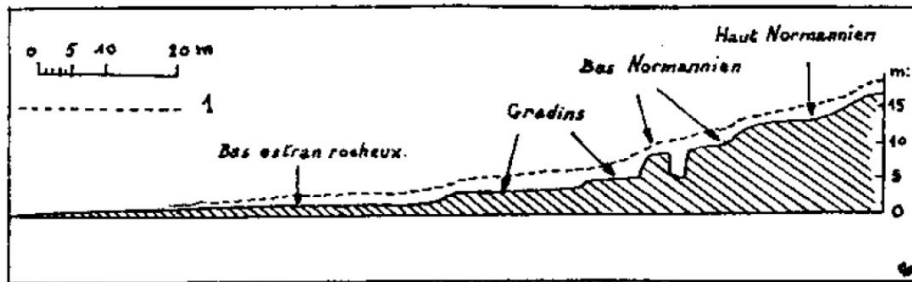


Fig. 2. Profil de la côte et de l'estran rocheux actuels. - 1. Profil qui résulterait d'un empiètement sous une coulée de solifluxion.

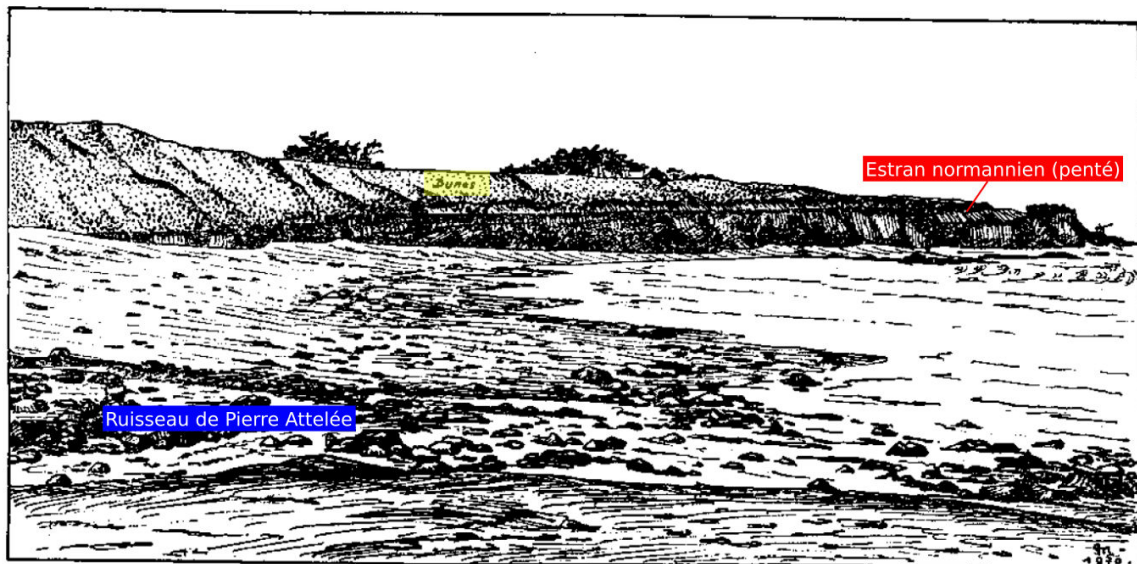


Fig. 3. Le Redois. Au premier plan, ruisseau de pierre Attelée avec blocs de quartz et de grès ladère éocène. Au fond, noter la pente de l'estran normannien recouvert par des dunes. Dessin d'après une photographie.

FIGURE 3.19 – Figures illustrant l'indice du Redois. En haut, schéma descriptif de la zone. Au centre, profil de la côte et de l'estran rocheux. En bas, dessin de la zone d'après une photographie. Modifiées d'après Gautier (1970).

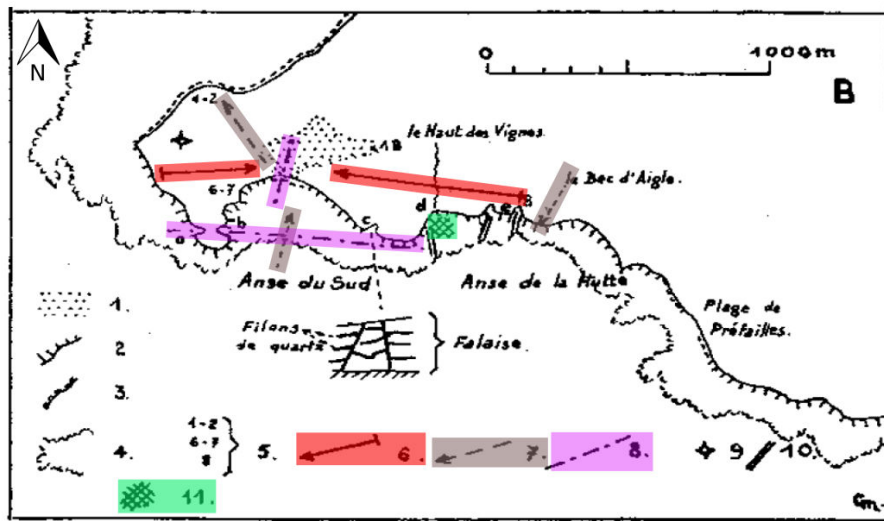


Fig. 1. Altitude et localisation des faits signalés. Légende :
 B - 1. Dunes. - 2. Falaises (barbules proportionnées à la hauteur). - 3. Microfalaises. - 4. Limite de l'estran rocheux. - 5. Hauteur des falaises. - 6. Pente tectonique. - 7. Pente générale de la surface rocheuse. - 8. Axe de fracture probable. 9. Radiophare. - 10. Grande diaclase ouverte de l'estran rocheux. - 11. Réseau dense et réticulé de menues diaclases sur l'estran.

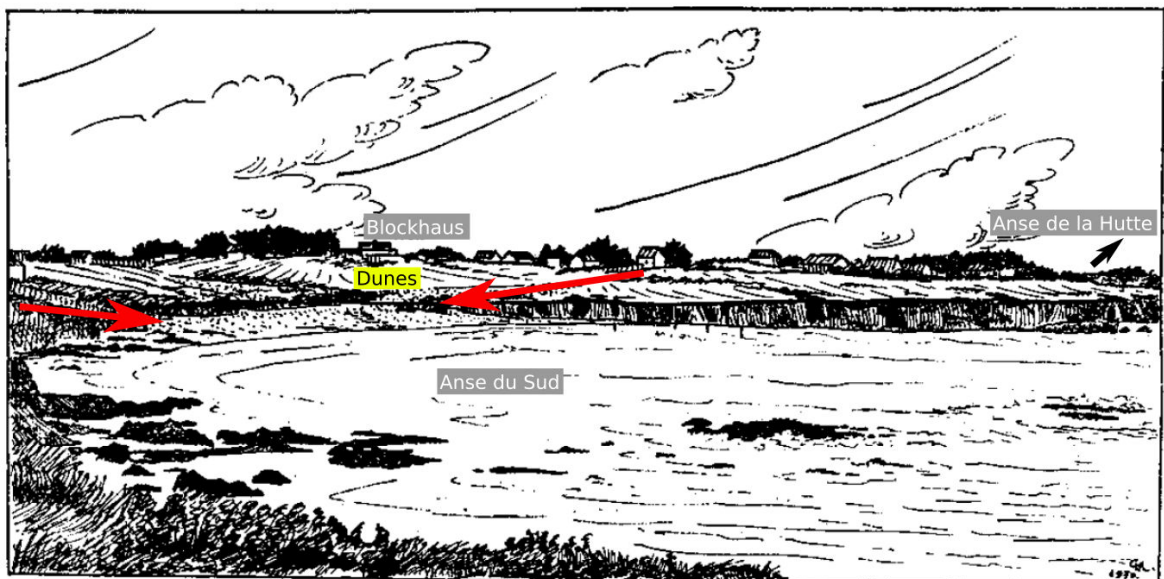


Fig 4. Anse du Sud de la Pointe Saint-Gildas. Pente de l'estran normannien à l'Est de la plage ; montée du sable vers le NE (le grand blockhaus-observatoire, au tiers du croquis, à gauche, est perché sur la dune). Dessin d'après une photographie.

FIGURE 3.20 – Figures illustrant l'indice de la Pointe de Préfailles. En haut, schéma descriptif de la zone. En bas, dessin de la zone d'après une photographie (pentes tectoniques, flèches rouges). Modifiées d'après Gautier (1970).

"[modélée] dans l'estran normannien qui constitue l'essentiel du relief de l'extrémité occidentale de la Pointe St-Gildas, et que l'aspect des plans inclinés rappelle singulièrement celui signalé [...] à Pierre Attelée (fig. 3.19). "La charnière orientale du basculement" se situerait dans l'anse de la Hutte par "une zone de faille, plus ou moins broyée" qui s'exprime sur "l'estran rocheux [...] plus strié qu'ailleurs par un réseau serré de petites diaclases [...] orientées selon les directions hercyniennes NW-SE et SW-NE, et parfois N-S" (fig. 3.20). La limite ouest des blocs basculés pourrait correspondre au "rebord de la falaise qui tombe sur un estran rocheux très diaclasé" mais Gautier (1970) indique que les arguments manquent. Au Sud, Gautier (1970) suggère un axe de fracturation parallèle à la côte "isolant le bout méridional de la pointe" dans le prolongement d'un accident de plus grande échelle contrôlerait la côte nord de la Baie de Bourgneuf. Gautier (1970) propose donc une "néo-tectonique quaternaire, calquée sur des tectoniques hercyniennes, secondaires et tertiaires", "par élimination des autres solutions possibles", d'origine fluviatile ou tectonique ancienne (hercynienne ou même tertiaire en raison des "phases d'abrasion marine qui accompagnent les oscillations glacio-eustatiques").

(Baize et al., 2002) ont rejeté ces indices. La base NEOPAL fait mention des deux indices tout en leur accordant une faible fiabilité et soulignant que l'interprétation de ces déformations peuvent être aussi bien d'origine géomorphologique que tectonique, et que l'âge des terrains les plus récents déformés est plio-quaternaire.

Ces indices néotectoniques décrivent une tectonique quaternaire par le jeu de structures anciennes générant des anomalies morphologiques. Nous ne nous sommes pas rendus à l'indice du Redois faute de temps, mais avons examiné l'indice de la Pointe de Préfailles (fig. 3.21).

Au niveau de l'indice du Redois, la description de l'accident ancien WNW-ESE correspond vraisemblablement à la faille de St-Père-en-Retz, qui délimite au nord les marais de Boivre et au sud le "bloc basculé" du Pays de Retz (figs. 3.8 et 3.19). Toutefois, l'âge pléistocène des déformations proposé reste à confirmer étant donné l'absence de datations des terrains.

Pour la Pointe de Préfailles, la morphologie en "gouttière" décrite par Gautier (1970) semble effectivement être observable (fig. 3.21 a,b,c), mais il serait nécessaire de confirmer la datation de l'estran. L'estran est effectivement fortement marqué par un réseau dense de fractures dont l'âge est probablement hercynien, affectant les roches du socle paléozoïque (fig. 3.21). Toutefois, il apparaît compliqué de pouvoir y observer un indice de réactivation des structures. La structure "isolant le bout méridional de la pointe" que décrit Gautier (1970) pourrait correspondre à un axe de fracturation très marqué au niveau de la pointe de Préfailles mais sa continuité vers l'est (Baie de Bourgneuf) n'est pas observable dans l'estran (fig. 3.21 d, pointillés roses).



FIGURE 3.21 – Photos aériennes de drone prises sur le terrain (12/06/2018) de la Pointe de Préfailles et illustrant les observations géomorphologiques de Gautier (1970).

Les falaises de la Bernerie-en-Retz

Cet indice se situe au niveau des falaises de la Bernerie-en-Retz, au fond de la Baie de Bourgneuf (fig. 3.18 n°3) "à proximité de l'accident varisque [sud-armoricain] de Bourgneuf", la faille de Machecoul.

Au sommet des falaises de socle métamorphique, Baize et al. (2002) décrivent le contact entre les micaschistes et les sables graveleux par "un petit niveau de conglomérats à quartz" (fig. 3.22). Au centre de l'affleurement, "la surface de contact socle/sable [...] est relativement plane et inclinée [du nord vers le sud], à l'image du pendage des micaschistes sous-jacents" (fig. 3.22 C) vers "un môle de socle" (fig. 3.22 A et C). Baize et al. (2002) se basent sur deux indices afin de proposer une interprétation tectonique d'un "basculement de blocs par jeu de faille", en rapportant que "les paléovallées observées dans le secteur semblent plus ravinantes" (fig. 3.22).

Baize et al. (2002) décrivent également une "déformation plastique du contact socle/sables" (fig. 3.22 D) sous forme d'un "bourrelet dans les sables", ainsi qu'une "déformation souple des séries plio-quadernaires" qui pourrait être interprétée "soit comme une figure de liquéfaction ou d'argilocinèse, soit comme une figure de solifluxion". Sa vergence sud incite Baize et al. (2002) à la relier "au basculement du bloc par un jeu de faille normale au niveau du môle de socle" en association avec le "rejeu plio-quadernaire de la faille de Bourgneuf".

Au sud de ce "horst", Baize et al. (2002) observent "une fracturation en failles normales fossilisée par les cailloutis de base plio-quadernaire" (fig. 3.22 B) et "une de ses failles montre une réactivation récente qui flexure les cailloutis sus-jacents avec un déplacement vertical d'une quinzaine de centimètres".

Au nord de la coupe, Baize et al. (2002) décrivent "un autre structure de bloc basculé avec un décalage du toit du socle de près de 5 m, comme [à la bordure nord du môle de socle]".

Baize et al. (2002) concluent donc que "les déformations [...] seraient associées à une tectonique en extension (composante normale visible), avec formation de blocs basculés. Le rejet des failles affectant le plio-quadernaire pourrait localement atteindre 5 m. D'autre part, les déformations souples dans les séries du socle (liquéfaction, argilocinèse), pourraient aussi être associées au rejeu plio-quadernaire de la faille de Bourgneuf."

Baize et al. (2002) les compare aux déformations observées à Pénestin et attribuées par Brault et al. (2001) à une activité récente d'un accident N110E et qui "[étaient autrefois interprétées] comme le résultat d'une argilocinèse périglaciaire". Ces indices de nature géomorphologique et tectonique se situent à proximité de la faille de Machecoul et confirmeraient une activité Plio-Quadernaire de cette faille.

La base NEOPAL ne fait pas mention de cet indice.

En nous rendant sur le terrain, nous avons pu constater que sur l'ensemble de l'affleurement le contact socle/sable est largement couvert par la végétation ou même maçonné. Il n'est donc pas possible d'observer le décalage du socle et confirmer le rejet de 5 m estimé par Baize et al. (2002), aussi bien au nord qu'au sud de la zone (fig. 3.23 c et d, a et a bis respectivement). Nous n'avons pas retrouvé les indices de paléoliquéfaction / paléosolifluxion décrits par Baize et al. (2002) (fig. 3.22 D).

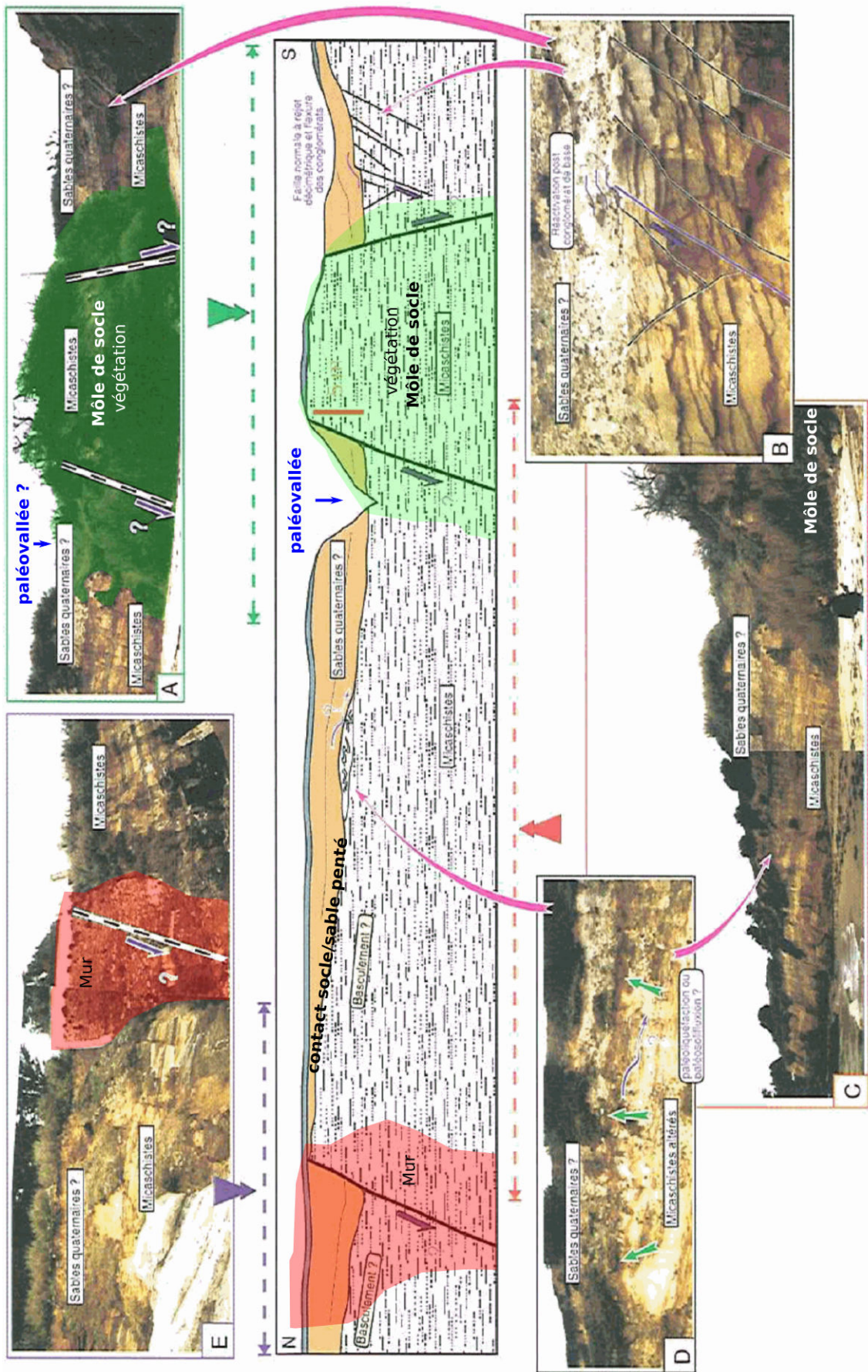


FIG. MAs 01-2. – Coupe N-S de l’affleurement de la plage de la Roche Marie (nord de la Bernerie-en-Retz). Failles normales quaternaires (?), blocs basculés, paléoliquéfaction (argiloinèse ?) ou paléosolifluxion.

FIGURE 3.22 – Coupe N-S de l’affleurement des falaises de la Bernerie-en-Retz, modifiée d’après Baize et al. (2002).



FIGURE 3.23 – Vues actuelles de l’affleurement de la Bernie-en-Retz et correspondance avec les photos de la figure de Baize et al. (2002).

La base du petit niveau de conglomérats est effectivement plissée et recoupée par des failles et joints et présente un déplacement vertical d'une dizaine à une quinzaine de centimètres (figs. 3.23 b et 3.24, indiquant que la déformation est postérieure au dépôt de ces sables. L'âge des séries sableuses déformées étant toujours discuté aujourd'hui, il n'est pas possible de trancher entre l'âge pliocène ou quaternaire de l'épisode tectonique. Baize et al. (2002) indiquent également que l'inclinaison de la surface de contact socle/sable "peut être interprétée comme un paléorelief". La mesure précise de l'altitude de ce contact, ainsi que la datation de la formation pourrait permettre une comparaison avec les terrasses marines abandonnées dans la région (côtes et âges correspondants). Pour cette raison nous avons acquis un modèle numérique d'élévation de la zone avec un drone en utilisant une technique de multistéréophotogrammétrie. En complément, nous avons échangé sur un emplacement de prélèvement des sables / cailloutis pour une datation Electron Spin Resonance (ESR) ou Optically Stimulated Luminescence (OSL). Ces travaux complémentaires, initialement prévus à l'automne 2018 n'ont pu être finalisés faute de temps.

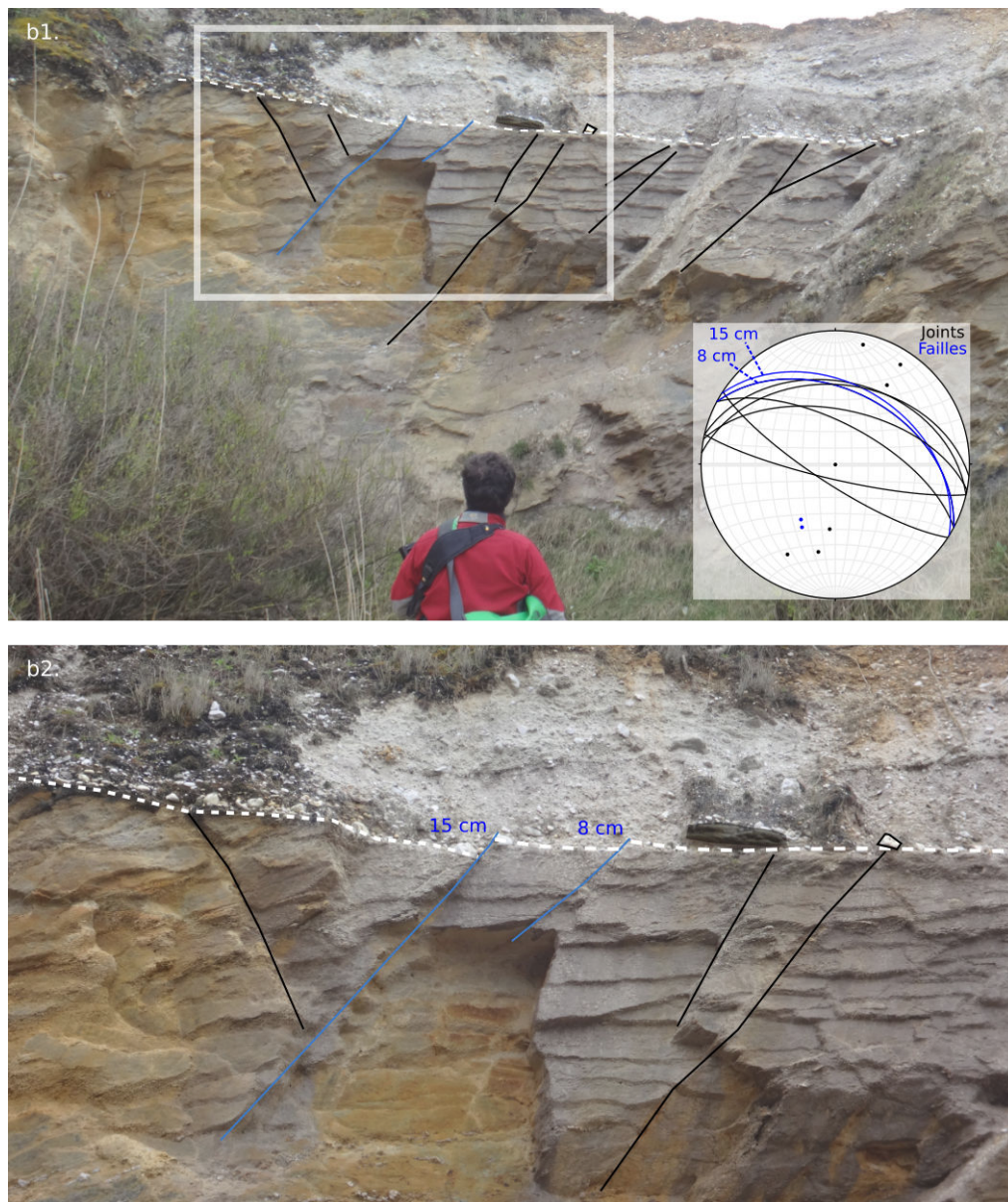


FIGURE 3.24 – ZOOMS sur l'affleurement (b.) de la photo (a.) fig. 3.23. Petites failles et joints observables dans les sables et décalant à deux endroits le lit de galets correspondant à la surface de contact socle/sables.

3.5.2 Le plateau nantais et la vallée du Gesvres

Bousquet and Sellier (1975) ont réalisé une analyse géomorphologique du cours du Gesvres situé sur le plateau du NW de Nantes, au nord du CSA (fig. 3.18, indice n°4).

Le cours du Gesvres est orienté WNW-ESE avec un écoulement en direction de l'est, jusqu'au coude du Saz qui marque un brusque changement de direction pour devenir orienté NNW-SSE avec un écoulement vers le sud (fig. 3.25 en haut). L'étude des nappes de cailloutis déposées sur les replats marquant le cours supérieur du Gesvres souligne dans la carrière de la Barre, à l'ouest du coude du Saz, des irrégularités et des discordances du contact entre deux générations de nappes superposées. Bousquet and Sellier (1975) proposent une déformation tectonique par un accident N165 subvertical à regard NE et la présence de 6 autres fractures décalant un niveau repère sableux entre les deux nappes de cailloutis de 10 à 50 cm (fig. 3.25 au centre). Ces fractures sont d'orientation similaires aux miroirs de faille NNW-SSE affectant les micaschistes du socle mais leur jeu serait synsédimentaire car il perturbe les sédiments les plus anciens et semble affecter les conditions de dépôt (faciès, pendage, épaisseur).

Les nappes de cailloutis sont estimées par Bousquet and Sellier (1975) d'âge Pléistocène, car postérieures aux sables rouges pliocènes et antérieures à leur environnement de dépôt en replat, résultat de l'érosion suite à la modification du cours du Gesvres.

En effet, Bousquet and Sellier (1975) notifient également l'existence d'une vallée asséchée, dont l'orientation et l'inclinaison les amènent à proposer qu'elle ait été le paléolith du Gesvres, qui s'écoulait alors en direction de l'est afin de se jeter dans l'Hocmard via le Rupt (fig. 3.25 en haut).

Le Gesvres aurait donc été capturé au Pléistocène par un réseau hydrographique orienté NNW-SSE au niveau du coude du Saz, suite au jeu d'accidents de même direction (fig. 3.25 en bas). Par comparaison avec les niveaux de la carrière de la Barre, Bousquet and Sellier (1975) estiment que "le rejet global des failles qui ont déformé la région du coude du Saz et qui ont basculé le revers situé entre le Gesvres et l'Hocmard [...] à une dizaine de mètres maximum".

Baize et al. (2002) ont rejeté cet indice. La base NEOPAL en fait mention mais en lui associant un statut "en cours d'évaluation" dans la base de données en ligne. La nature géomorphologique de la déformation pourrait s'expliquer par une origine tectonique et l'âge des terrains déformés les plus récents être quaternaire inférieur.

Comme le suggèrent Bousquet and Sellier (1975), la direction de ces accidents rappelle la direction des fossés tertiaires du Massif Armoricaïn, tels que les bassins de Saffré et Nort-sur-Erdre dont l'activité au Pliocène est probable (e.g. Wyns, 1986). Toutefois, l'estimation de l'âge des nappes caillouteuses affectées par les déformations décrites par Bousquet and Sellier (1975) repose uniquement sur l'hypothèse de l'âge pliocène des sables jaunes ou rouges qui représentent plusieurs faciès et âges différents dont la datation est encore discutée dans le Massif Armoricaïn. Il serait donc intéressant de dater précisément les formations de ces nappes caillouteuses afin de confirmer ou non l'âge Pléistocène des terrains déformés et donc l'âge de la modification du cours du Gesvres.

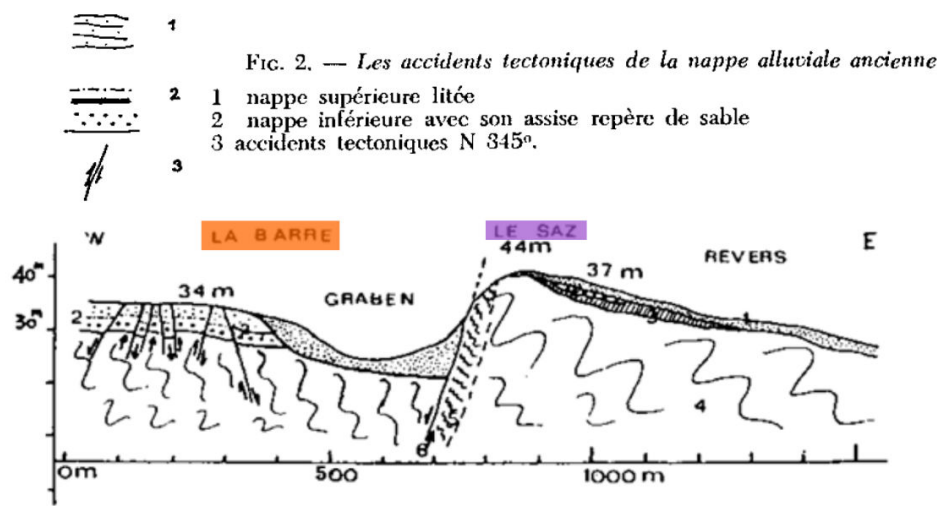
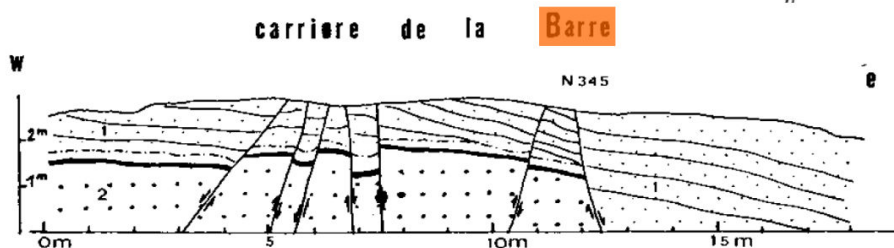
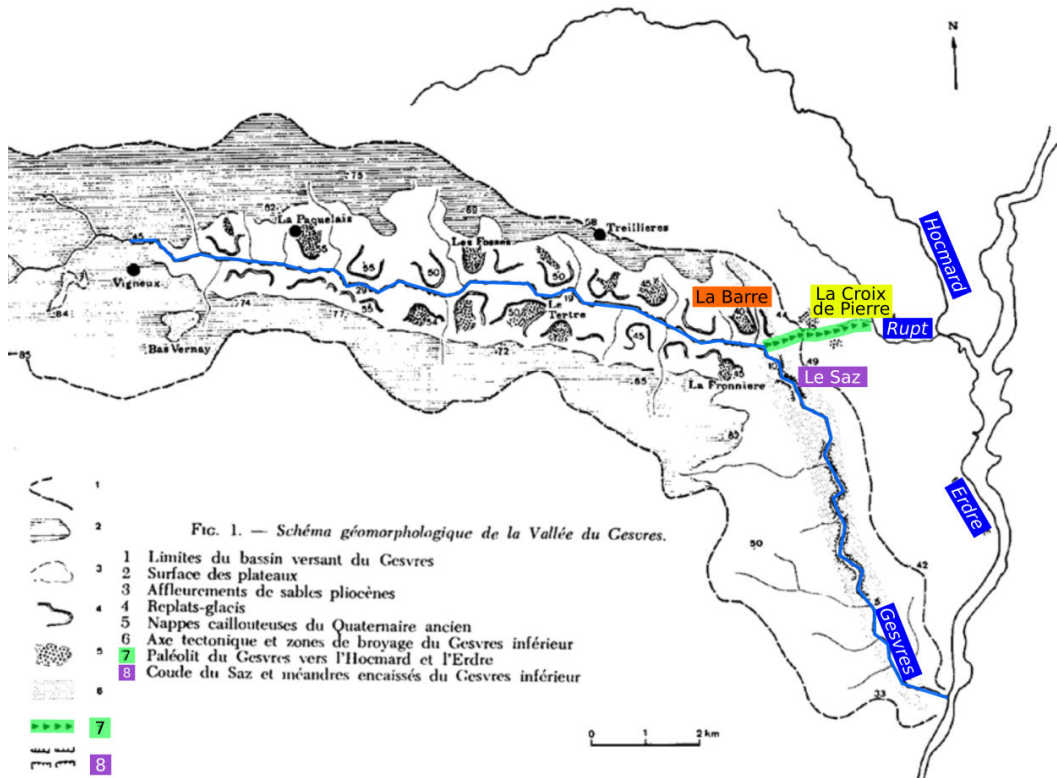


FIGURE 3.25 – En haut, représentation du bassin versant du Gesvres (en bleu), et des cours de l'Hocmard, de l'Erdre et du Rupt. Au centre, coupe représentant les accidents tectoniques dans la nappe alluviale ancienne de la carrière de la Barre. En bas, coupe illustrant la déformation du paléolith du Gesvres. Modifiées d'après Bousquet and Sellier (1975).

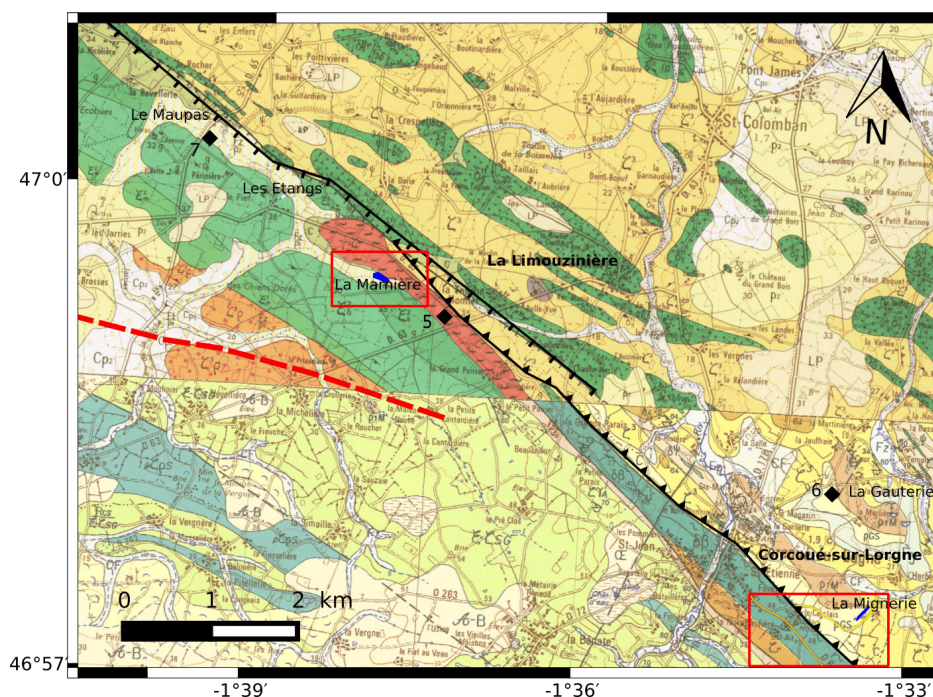


FIGURE 3.26 – Localisation des indices n° 5, 6 et 7 sur fond des cartes géologiques au 50 000e (fig. 3.18 pour le contexte régional). Les cadres rouges représentent les zones illustrées dans nos photos aériennes de drone prises sur le terrain (12/06/2018) (figs. 3.27 et 3.28).

3.5.3 L'accident de Ste-Pazanne - Les Essarts

Les remplissages cénozoïques du graben de la Marnière, du couloir le Maupas-les Etangs et du complexe sédimentaire de Corcoué-sur-Lognonne ont été étudiés par Chevalier and Delanoë (1989), Chevalier et al. (1989a), Chevalier et al. (1989b). Ces dépôts, essentiellement éocènes et pliocènes, sont alignés du NW au SE respectivement le long de l'accident hercynien de Ste-Pazanne – Les Essarts - Mervent de direction sud-armoricaine (N130) (Godard, 1988) qui sépare les dépressions actuelles régionales du lac de Grand Lieu au NE et le Marais Breton au SE (figs. 3.18 et 3.26, indices 5, 7 et 6 respectivement). Chevalier and Delanoë (1989) indiquent que "les levés cartographiques menés depuis plus d'un siècle dans la région Vendée - Pays Nantais [ont déjà permis d'identifier] des sites fossilifères rapportés au Néogène" parfois complétés par des "études paléontologiques complètes" (e.g. Vasseur, 1881; Ters, 1970). Chevalier and Delanoë (1989), Chevalier et al. (1989a), Chevalier et al. (1989b) ont donc utilisé une approche sédimentologique et plusieurs méthodes géophysiques afin de connaître la structure et les relations tectono-sédimentaires des zones étudiées.

Le gisement cénozoïque de la Marnière, cité pour la première fois par Godard (1981), a en fait servi d'étude préliminaire à Chevalier and Delanoë (1989) pour une investigation géophysique et une étude sédimentologique, qui sera appliquée ensuite au complexe sédimentaire de Corcoué au SE (Chevalier et al., 1989b) et au couloir le Maupas-les Etangs au NW (Chevalier et al., 1989a).

(Baize et al., 2002) ne fait mention d'aucun de ces indices. Les conclusions de la base NEOPAL et nos observations seront indiquées à la suite de la description de chaque indice. Nous ne nous sommes toutefois pas rendus à l'indice n°7 (fig. 3.26). Notre conclusion interviendra à la fin de la description des trois sites.

Graben de la Marnière – La Limouzinière

Chevalier and Delanoë (1989) déterminent la forme et la structure du bassin de la Marnière à partir des anomalies dans les profils géophysiques et des surépaisseurs des dépôts cénozoïques observées dans les sondages. Ils suggèrent la présence d'un "bassin basculé" "allongé suivant la direction sud-armoricaine" (fig. 3.27, encadré vert) et constitué de "deux compartiments". Il est "limité au NE par une faille normale", et au SW par 3 fractures sub-parallèles elles-mêmes décalées par des fractures transverses (fig. 3.27, en rose). "L'étude du remplissage est fondée essentiellement sur [une] analyse sédimentologique" et l'âge déterminé par Chevalier and Delanoë (1989) correspond au Pliocène supérieur (Redonien récent). L'épaisseur des dépôts est maximale dans le compartiment SE (10 m environ).

D'après Chevalier and Delanoë (1989), la "formation [du] bassin d'effondrement de la Marnière" aurait donc eu lieu "au Pliocène (Redonien récent" et due à "la remobilisation de l'accident hercynien de Sainte-Pazanne-les Essarts" qui aurait également permis "la conservation des dépôts pliocènes". Chevalier and Delanoë (1989) soulignent que le mouvement "se poursuit au Quaternaire par une surrection progressive du complexe des Essarts" au nord du bassin, comme "en plusieurs autres points du Massif Armoricain, le long de grands accidents tardi-hercyniens de direction NNW-SSE" en citant, avec les publications associées, la faille de Chantonay (Wyns, 1980), le sillon de Bretagne (Barrois, 1931; Sellier, 1985) et les failles de St-Père-en-Retz et de Machecoul (Ters et al., 1982).

La base NEOPAL a rejeté cet indice. La déformation décrite correspond à un décalage de niveaux qui pourrait s'expliquer par une origine tectonique mais l'âge des terrains déformés les plus récents est estimé par Chevalier and Delanoë (1989) au Pliocène supérieur et les arguments d'une déformation quaternaire ne sont pas assez probants.

Le gisement du bassin de la Marnière n'est plus observable aujourd'hui. En effet, la dépression est actuellement remplie d'eau (fig. 3.27, en bas), ce qui limite la possibilité d'échantillonnage afin par exemple de dater la formation et confirmer les analyses sédimentologiques de Chevalier and Delanoë (1989). Nous n'avons pas pu faire d'observations nous permettant de confirmer l'existence de la "faille normale" qui délimiterait le bassin au nord-est.

Complexe sédimentaire de Corcoué-sur-Lorgne

Au SE du bassin de la Marnière (fig. 3.26), les "mesures de résistivités par la méthode double-dipôle électromagnétique (EM34)" ainsi que les sondages ont permis à Chevalier et al. (1989b) de répertorier 2 bassins basculés ou effondrés, allongés en direction sud-armoricaine : la Gautrie et la Mignerie (fig. 3.28, en bleu). Chevalier et al. (1989b) s'appuie sur l'étude sédimentologique de Esteoule-Choux (1970) pour le bassin de La Coopérative (fig. 3.28, en bleu) situé à proximité mais cette référence n'est pas indiquée dans la bibliographie et nous n'avons pas pu la retrouver. Le bassin de la Mignerie est situé directement au pied de l'accident de Ste-Pazanne et le bassin de la Gautrie est situé plus à l'Est. Malgré un ruisseau drainant ses deux bassins, le sondage n'étant composé que de socle altéré (MCL3, profondeur maximale non indiquée), Chevalier et al. (1989b) en déduit l'existence d'un "seuil" empêchant toute connexion. Tous deux sont limités par des "accidents longitudinaux N130 et transversaux N50 et N160" (fig. 3.28, en rose), le long desquels ont

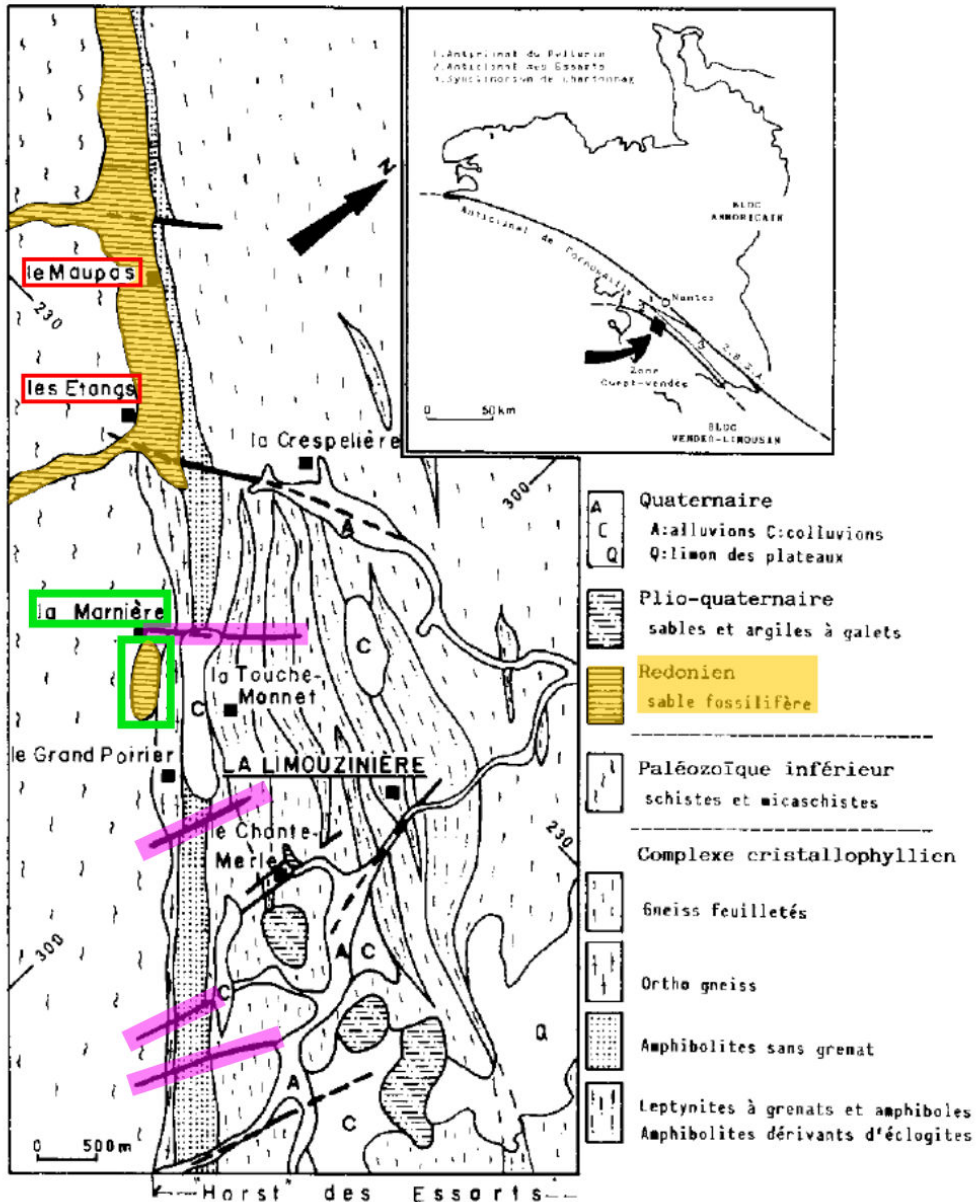


Fig. 1. - Localisation et contexte géologique du bassin de la Marnière.



FIGURE 3.27 – En haut, localisation et contexte géologique du bassin de la Marnière (lieu dit de la Limouzi-nière), modifiée d'après Chevalier and Delanoë (1989). En bas, vue aérienne actuelle (photo de drone prise sur le terrain le 12/06/2018).

eu lieu des effondrements verticaux et basculements permettant la création de compartiments (2 compartiments pour la Gautrie). Le remplissage sédimentaire est essentiellement pliocène, et des "dépôts éocènes [...] ont été trouvés seulement dans une partie du bassin de la Gautrie". La "disposition particulière des dépôts [pliocènes]" permet à Chevalier et al. (1989b) de proposer que des "effondrements verticaux [et] basculements" et la "compartimentation des bassins [a eu lieu] au Pliocène". "Ces effondrements différentiels [permettent] le piégeage des sédiments pliocènes.

D'après Chevalier et al. (1989b), le "recouvrement [sédimentaire] quaternaire au pied [du] relief de failles [de l'accident de] Ste-Pazanne les Essarts et le passage en cluse de la Logne à Corcoué-sur-Logne (fig. 3.28, rond bleu clair) montrent que ces mouvements se sont poursuivis au cours du Quaternaire".

La base NEOPAL fait mention de cet indice et sans pour autant le rejeter, son statut est "en cours d'évaluation" sur la base de données en ligne. D'après le comité d'experts, la nature géomorphologique de la déformation pourrait s'expliquer par une origine tectonique et l'âge des terrains déformés les plus récents être plio-quaternaire.

Les bassins de la Mignerie et de la Gautrie sont difficilement discernables aujourd'hui parmi les champs. On notera une dépression actuellement remplie d'eau (fig. 3.28, a), similaire à celle retrouvée à la Marnière ce qui limite la possibilité d'échantillonnage afin par exemple de dater la formation et confirmer les analyses sédimentologiques de Chevalier and Delanoë (1989). Aucun des "accidents longitudinaux N130 et transversaux N50 et N160" ne sont observables en surface, leur existence ne repose donc que sur les "mesures de résistivités par la méthode double-dipôle électromagnétique (EM34)" ainsi que les sondages de Chevalier et al. (1989b).

Le couloir le Maupas – Les Etangs

Au NW du graben de La Marnière, Chevalier et al. (1989a) ont étudié "le couloir du Maupas - Les Etangs" situé en contrebas du relief de l'accident de Sainte-Pazanne - les Essarts (figs. 3.27 et 3.29, en rouge). Il est "représenté [...] comme un graben extrêmement étroit, mais de largeur variable, qui s'est installé dans une zone fortement lacérée suivant la direction sud-armoricaine". Les profils géophysiques ont permis à Chevalier et al. (1989a) d'interpréter "les variations très brutales de la résistivité apparente séparant des terrains de caractéristiques différentes comme des accidents tectoniques". A partir des "informations données par la géophysique" et les "données tant stratigraphiques que sédimentologiques", Chevalier et al. (1989a) déterminent "trois compartiments transversaux" du SE au NW : les Etangs (d'âge néogène), le Maupas (d'âge paléogène) et la Sohérie (d'âge incertain, attribué au plio-quaternaire "en l'absence de toute faune, et faute d'avoir pu mettre en évidence des caractéristiques communes aux autres dépôts"). Les sondages réalisés ont mis en évidence une surépaisseur des sédiments éocènes à pliocènes, datés par analyses des pollens et fossiles, "plus forte dans la partie du couloir" qu'au nord.

Chevalier et al. (1989a) proposent que "la conservation [des] dépôts" éocènes et pliocènes ait été rendue possible par "les rejeux, principalement à l'Eocène et au Pliocène [de] l'accident hercynien WNW-ESE de Sainte Pazanne les Essarts" "en la faveur d'effondrements synsédimentaires" des bassins. Enfin, Chevalier et al. (1989a) concluent en déclarant que "ces rejeux se sont poursuivis au Quaternaire entraînant alors la formation de puissants dépôts de pente".

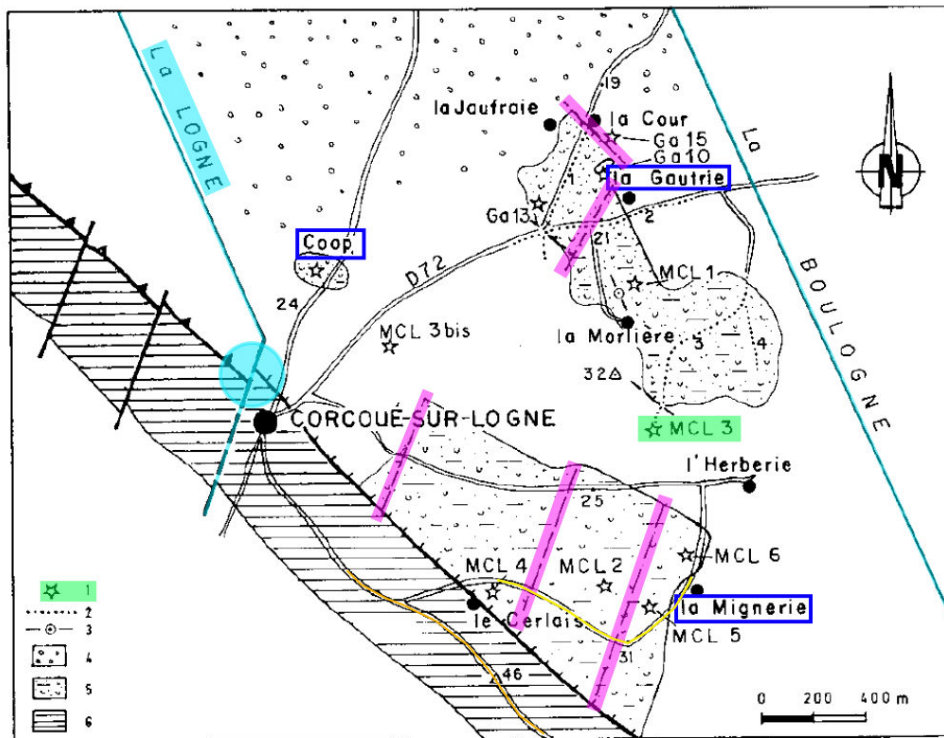


Fig. 1. - Localisation des trois bassins du complexe sédimentaire de Corcoué-sur-Logne : I. - La Gautrie ; II. - La Mignerie ; III. - La Coopérative.
 1. - emplacement des sondages à la tarière ; 2. - profils double-dipôle électromagnétique (EM 34) ; 3. - sondage électrique (SE) ; 4. - cailloutis ; 5. - dépôts fossilifères ; 6. - amphibolites.

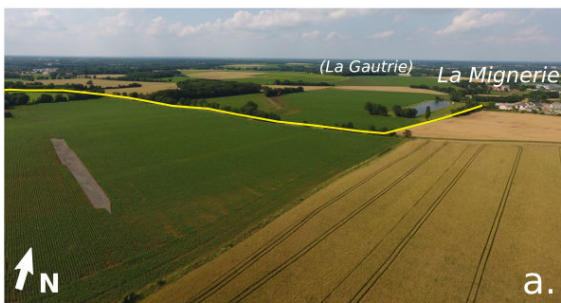


FIGURE 3.28 – En haut, localisation des 3 bassins (en bleu) et du complexe sédimentaire de Corcoué-sur-Logne. La cluse de la Logne est indiquée par le rond bleu et les "accidents longitudinaux N130 et transversaux N50 et N160" en rose. Modifiée d'après Chevalier et al. (1989b). En bas, photos aériennes de drone prises sur le terrain (12/06/2018) de la Mignerie (a et b), et de l'emplacement supposé de l'accident de Ste-Pazanne (c). Des repères sont indiqués entre la carte et les photos (routes en jaune et orange).

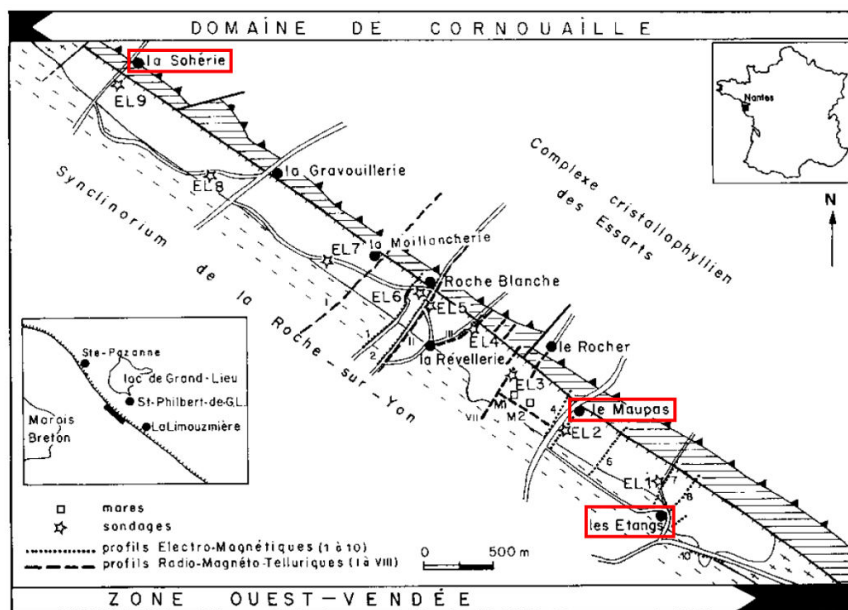


Fig. 1. - Localisation des principaux profils géophysiques et des sondages dans le couloir « le Maupas - les Étangs ».

FIGURE 3.29 – Localisation des profils géophysiques (radiomagnétotelluriques RMT et électromagnétiques EM34) et des sondages dans le couloir le Maupas - les Étangs. Modifiée d'après Chevalier et al. (1989a).

La base NEOPAL a rejeté cet indice arguant que la déformation décrite correspond bien à un décalage de niveaux qui pourrait s'expliquer par une origine tectonique mais que l'âge des terrains déformés les plus récents n'est pas contraint et plutôt estimé au Pliocène d'après le comité d'experts.

Ces trois indices sont situés dans des zones très anthropisées et les gisements étudiés ne sont plus observables aujourd'hui (fig. 3.27, en bas). Ils correspondent à des dépressions actuellement comblées ou remplies d'eau, présentant une conservation des dépôts éocènes à pliocènes. Toutefois, aucune déformation des sédiments n'est décrite et il apparaît donc difficile de différencier la part du signal sédimentaire et du signal tectonique. En effet, les différences d'épaisseurs observées dans les sondages pourraient tout à fait également correspondre aux remplissages de topographies héritées. Ainsi les positions des sondages peuvent grandement influencer les résultats et donc leur interprétation.

3.5.4 La faille de Chantonay

Wyns (1986) décrit, sur la base d'une analyse morphologique effectuée sur le terrain, que "la faille de Chantonay [...] dénivelle les replats de la surface topographique de 30 à 40 m", ainsi que le décalage altimétrique d'une formation argilo-sableuse. Cette formation épaisse de plusieurs mètres, litée et présentant une stratification horizontale "butte par faille contre [les formations] carbonifères [elles-mêmes] redressées à la verticale". La formation argilo-sableuse est de nouveau observée "de l'autre côté de la faille, à environ 15 m plus haut". Les caractéristiques lithologiques de cette formation amènent Wyns (1986) à l'associer aux "dépôts pliocènes connus en Vendée littorale, dans le Pays Nantais et en Anjou". Wyns (1986) propose donc une déformation d'origine tectonique liée au rejeu plio-quadernaire de la faille de Chantonay (N130) (fig.3.18, indice n°8).

Aucune illustration n'est proposée par Wyns (1986).

Baize et al. (2002) ont rejeté cet indice. La base NEOPAL également, mettant en avant un doute sur l'âge des terrains les plus récents déformés qui pourraient être plutôt pliocènes, même si l'origine de cette déformation semble effectivement être tectonique.

La faille de Chantonay se trouvant dans l'axe de la faille Ste-Pazanne - les Essarts - Mervent, cet indice était à prendre en compte malgré son éloignement du Marais Breton. Nous ne nous sommes rendus sur place faute de temps. L'estimation de l'âge de la formation sableuse qui représente le niveau décalé repose uniquement sur une description lithologique et il serait donc nécessaire de la dater précisément afin de pouvoir déterminer l'âge de la déformation.

3.5.5 Quelles sont les failles actives potentielles sud-armoricaines ?

Le sud du Massif Armoricaire présente donc plusieurs indices de déformation néotectonique (i.e. des terrains quaternaires) débattus du fait de la ténuité des observations ou des fortes incertitudes associées à l'âge des terrains déformés (Baize et al., 2013). Les indices néotectoniques recensés dans le Massif Armoricaire sont majoritairement de nature géomorphologique, comme par exemple le décalage de paléosurfaces d'érosion (e.g. Wyns, 1991), la perturbation du réseau hydrographique (e.g. Bousquet and Sellier, 1975) ou encore des variations d'épaisseurs sédimentaires. Des indices de déformation tectonique ne sont directement observables qu'au niveau de la Bernerie-en-Retz (Baize et al., 2002).

En Loire-Atlantique et Vendée aucun indice n'a été retenu comme étant assurément marqueur d'une déformation tectonique récente et donc validé dans la base NEOPAL. Certains ont au contraire été rejetés faute d'arguments (indices du Redois, du Maupas, de la Marnière et de Chantonay). Les indices restants bien que non rejetés sont toujours au statut "en cours d'évaluation" (indices de la Pointe de Préfailles, de la vallée du Gesvres et de Corcoué-sur-Lorgne) sur la base de données en ligne (qui n'est plus accessible à l'heure actuelle), indiquant la nécessité de réaliser plus d'études. L'indice de la Bernerie-en-Retz ne faisait pas partie de la base de données.

La faible couverture sédimentaire tertiaire et quaternaire du Massif Armoricaire est un frein majeur à la probabilité d'identification d'indices néotectoniques, ainsi que l'importante fracturation du socle liée à d'anciens épisodes tectoniques (e.g. Pointe de Préfailles). La datation des épisodes de déformation est essentielle et reste une question largement posée qui pourrait être localement levée avec une meilleure connaissance de l'âge des formations sableuses. En effet, les informations disponibles à l'heure actuelle ne permettent généralement pas de réduire localement l'âge des déformations à un cadre plus restreint que Pliocène à Quaternaire. Nous avons envisagé un prélèvement des sables dans le but d'appliquer un protocole de datations OSL/ ESR (e.g. Van Vliet-Lanoë et al., 1998; Folz, 2000; Mercier, 2008) qui n'a toutefois pas pu être mis en place faute de temps. Enfin, aucune donnée géodésique ne permet de déceler un mouvement le long de ces failles, en l'absence d'études dédiées. Malgré les très faibles taux de déformation attendus étant donné le contexte intraplaque, certaines études mettent en avant la détection de très faibles taux de déplacement (de l'ordre d'une magnitude inférieure à 0,2 mm/an et 0,4 mm/an dans le Graben du Rhin Supérieur, e.g. Fuhrmann et al., 2013). Il pourrait donc être intéressant de mettre en œuvre par exemple un réseau de stations GNSS couplé à des mesures de nivellement

afin de mieux contraindre la précision du déplacement vertical (e.g. Fuhrmann et al., 2013).

Dans le zonage sismotectonique de l'IRSN, Baize et al. (2013) considèrent la faille de Machecoul (aussi appelée faille de Bourgneuf ou de Pornic) et la faille de Chantonnay comme des failles potentiellement actives (indice de robustesse B), sur la base des travaux de Wyns (1986) et de (Baize et al., 2002) (indices de la Bernerie-en-Retz et de Chantonnay, fig. 3.16). Pour ces deux structures, Baize et al. (2013) considèrent un lien avec une sismicité instrumentale observée mais aucun lien avec une sismicité historique. Baize et al. (2013) supposent un mouvement quaternaire associé décrochant et normal pour la faille de Machecoul, et décrochant pour la faille de Chantonnay.

Plus au Nord, à Nantes et Hennebont, deux structures associées au CSA sont également considérées potentiellement actives sur la base des travaux de Wyns (1991) et Perrot et al. (2005). Wyns (1991) se base sur la modélisation de la paléosurface continentale paléogène pour estimer la déformation verticale finie (locale et régionale). Perrot et al. (2005) relie directement une activité sismique récente à une structure tectonique, avec le séisme de Hennebont en 2002.

Dans la Base de Données des Failles Actives (BDFA) les failles de Chantonnay et de Machecoul ne sont pas caractérisées, Jomard et al. (2017) considérant qu'il y aurait besoin de plus d'études sur ces structures (fig. 3.30 en gris). Seule la faille de St Père en Retz est qualifiée active au Quaternaire sur la base des travaux de Gautier (1969) (indice du Redois, fig. 3.30 en rouge).

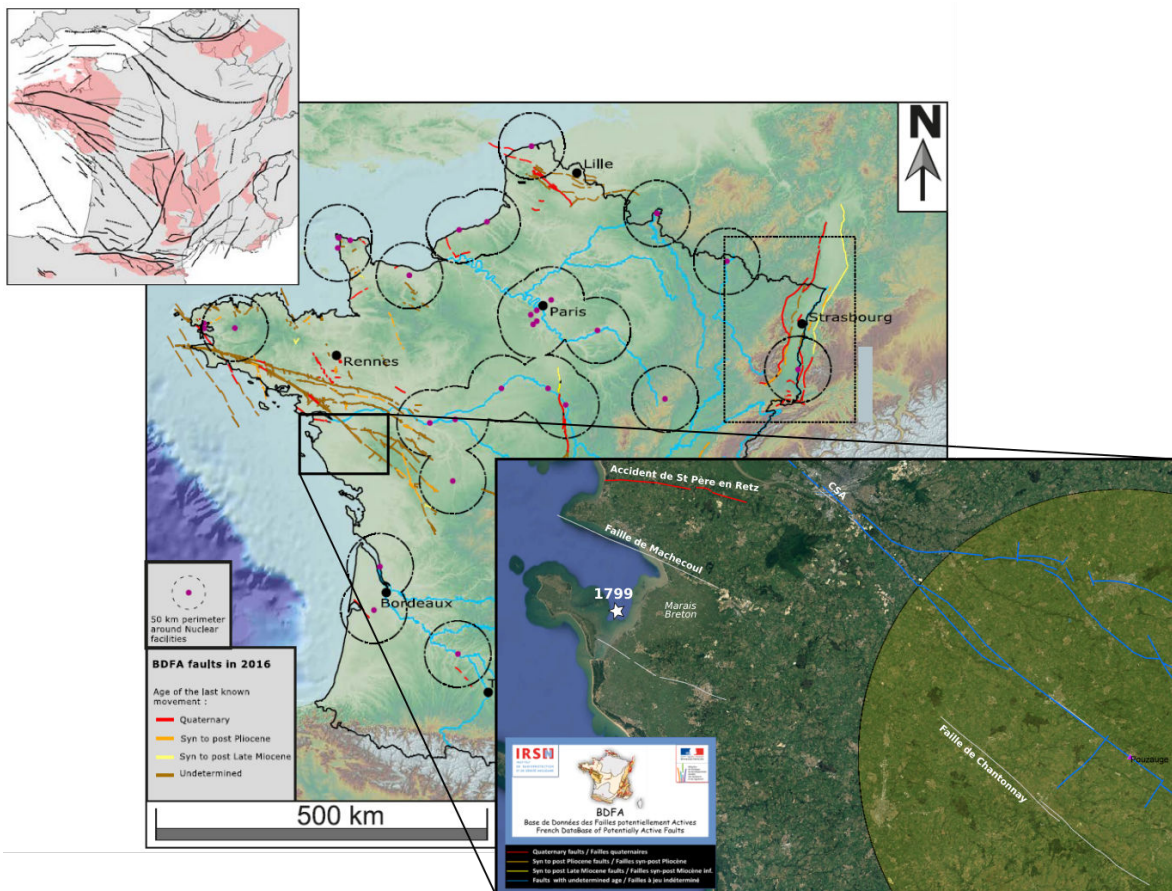


FIGURE 3.30 – Carte de la BDFA à l'échelle de la France métropolitaine et zoom sur la Vendée (Google Earth .kml), modifiée d'après Jomard et al. (2017). Les couleurs des classifications des failles sont identiques, sauf pour la classe "undetermined" en brun sur la carte et bleu sur le zoom.

3.6 Références

- Arthaud, F. and Matte, P. (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25(1-2) :139–171. 49
- Audren, C., Triboulet, C., Chauris, L., Lefort, J., Vignerresse, J., Audrain, J., Thiéblemont, D., Goyalon, J., Jégouzo, P., Guennoc, P., et al. (1993). Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/25 000, feuille de l'Île-de-Groix (415). *BRGM, Orléans*, 104p. 57
- Baize, S. (1998). *Tectonique, eustatisme et climat dans un système geomorphologique cotier. Le nord-ouest de la France au plio-pleistocène : exemple du Cotentin (Normandie)*. PhD thesis, Caen. 53
- Baize, S., Cushing, E. M., Lemeille, F., and Jomard, H. (2013). Updated seismotectonic zoning scheme of Metropolitan France, with reference to geologic and seismotectonic data. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 184(3) :225–259. 65, 66, 67, 86, 87, 272
- Baize, S., Cushing, M., Lemeille, F., Granier, T., Grellet, B., Carbon, D., Combes, P., and 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*, volume 175. Société géologique de France. 68, 69, 72, 74, 75, 76, 77, 78, 80, 86, 87, 273
- Ballevre, M., Bosse, V., Dabard, M.-P., Ducassou, C., Fourcade, S., Paquette, J.-L., Peucat, J.-J., and Pitra, P. (2013). Histoire géologique du Massif armoricain : actualité de la recherche. *Bulletin de la Société géologique et minéralogique de Bretagne*, 500 :5–96. 49, 57, 271
- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., and Pitra, P. (2009). Palaeozoic history of the Armorican Massif : models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2-3) :174–201. 48
- Barbaroux, L., Cavet, P., et al. (1983). Notice explicative de la carte géologique de France 1/50 000, feuille de Nort-sur-Erdre (1222). *BRGM, Orléans*, 48p. 52, 53, 54
- Barrois, C. (1921). Rapport sur les feuilles de Dinan et de Saint-Nazaire à 1/80 000. *Bull. Soc. Géol. Fr*, 26 :45–48. 58
- Barrois, C. (1931). Le sillon de Bretagne. *Ann. Soc. géol. Nord*, 55 :147–156. 81
- Béchenec, F. (2007). Carte géologique harmonisée du département de Loire-Atlantique. *BRGM, Orléans*, page 369. 54, 58
- Béchenec, F. (2009). Carte géologique harmonisée du département de la Vendée. *BRGM, Orléans*, page 348. 51, 58
- Béchenec, F., Chèvremont, P., Bouton, P., Karnay, G., Stussi, J., and Thiéblemont, D. (1999). Notice explicative de la carte géologique de France 1/50 000, feuille de Quimper (346). *BRGM, Orléans*. 50, 52, 272
- Béchenec, F., Guennoc, P., Guerrot, C., Lebret, P., and Thiéblemont, D. (1997). Notice explicative de la carte géologique de France au 1/50000, feuille de Concarneau (382). *BRGM, Orléans*. 50, 52, 272

- Berge-Thierry, C., Cushing, E., Scotti, O., and Bonilla, F. (2004). Determination of the seismic input in France for the nuclear power plants safety : regulatory context, hypothesis and uncertainties treatment. In *CSNI Workshop on "Seismic Input Motions, Incorporating Recent Geological Studies" Tsukuba, Japan. November*, volume 15, page 19. 66
- Bergerat, F. (1987). Paléo-champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne au front de l'orogène alpin. *Bulletin de la Société géologique de France*, 3(3) :611–620. 53
- Bernard, J. (1996). *Paléoenvironnement du Pays-de-Retz et du Marais Breton-Vendéen*. PhD thesis, Nantes. 55
- Bertrand, G., Bellier, O., Bollinger, L., Cushing, M., Durouchoux, C., Hollender, F., Meyer, B., Saborault, P., Schlupp, A., Sébrier, M., et al. (2007). NéoPal : Base de données nationale des déformations néotectoniques et des paléoséismes. 68, 69
- Bessin, P. (2014). *Evolution géomorphologique du Massif Armoricaïn depuis 200 Ma : approche terre-mer*. PhD thesis, Université Rennes 1. 48, 51, 52, 60, 61, 271
- Bessin, P., Guillocheau, F., Robin, C., Schroëtter, J.-M., and 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. 51
- Bétard, F. (2010). Uplift and denudation history at low-elevation passive margins : Insights from morphostratigraphic analysis in the SE Armorican Massif along the French Atlantic margin. *Comptes Rendus Geoscience*, 342(3) :215–222. 61
- Bitri, A., Balleve, M., Brun, J.-P., Chantraine, J., Gapais, D., Guennoc, P., Gumiaux, C., and Truffert, C. (2003). Seismic imaging of the Hercynian collision zone in the south-eastern Armorican Massif (Armor 2 project/Géofrance 3D Program). *Comptes Rendus Geoscience*, 335(13) :969–979. 48
- Bitri, A., Brun, J.-P., Gapais, D., Cagnard, F., Gumiaux, C., Chantraine, J., Martelet, G., and 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(6) :448–452. 48
- Bonnet, S. (1998). *Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricaïn au Pléistocène*. PhD thesis, Thèse, Mémoire de Géosciences Rennes. 60
- Bonnet, S., Guillocheau, F., and Brun, J.-P. (1998). Relative uplift measured using river incisions : the case of the armorican basement (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 327(4) :245–251. 53, 61
- Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J.-P., and 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(B8) :19273–19288. 49

- Borne, V., Chevalier, M., and Olivier-Pierre, M. (1989). Les premiers dépôts paléogènes (yprésiens) de la bordure méridionale du Massif armoricain; aspects sédimentologique, tectonique et paléogéographique. *Géologie de la France*, 1-2. 52, 58
- Borne, V., Margerel, J.-P., and Olivier-Pierre, M. (1991). L'évolution des paléoenvironnements au Paléogène dans l'Ouest de la France; le bassin de Saffre-Nord-sur-Erdre (Loire-Atlantique, France). *Bulletin de la Société géologique de France*, 162(4) :739–751. 54, 55, 272
- Bousquet, B. and Sellier, D. (1975). Le rôle de la néotectonique dans le tracé de la vallée du Gesvres. *Norais*, 87(1) :466–473. 78, 79, 86, 273
- Bouysse, P. and Horn, R. (1972). La géologie du plateau continental autour du Massif Armoricain. *Bull. BRGM*, 2 :3–17. 52
- Brault, N. (2002). *Ressources du sous-sol et environnement en Bretagne. Genèse, géométrie et propriétés de différents types d'aquifères*. PhD thesis, Université Rennes 1. 52, 53
- Brault, N., Guillocheau, F., Proust, J.-N., Nalpas, T., Brun, J.-P., Bonnet, S., and Bourquin, S. (2001). Le système fluvio-estuarien Pleistocene moyen-supérieur de Pénestin (Morbihan) ; une paléo-Loire? *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172(5) :563–572. 74
- BRGM/EDF/IRSN (2001). SISFRANCE, Fichier de Sismicité Historique de la France. 64
- Burg, J. (1981). Tectonique tangentielle hercynienne en Vendée littorale : signification des linéations d'étirement EW dans les porphyroïdes à foliation horizontale. *CR Acad. Sci., Paris, II*, 293 :849–854. 57
- Cara, M., Cansi, Y., Schlupp, A., Arroucau, P., Béthoux, N., Beucler, E., Bruno, S., Calvet, M., Chevrot, S., Deboissy, A., et al. (2015). SI-Hex : a new catalogue of instrumental seismicity for metropolitan France. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 186(1) :3–19. 63, 64, 65, 272
- Chantraine, J., Autran, A., Cavelier, C., and Clozier, L. (1996). *Carte géologique de la France à l'échelle du millionième*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières. 48, 50, 52, 271, 272
- Chevalier, M., Barreau, A., Chateaneuf, J., Courbouleix, S ans Estéoule-Choux, J., Farjanel, G., Genot, P., Hollier-Larousse, A., Margerel, J., Merle, D., Olivier-Pierre, M., Lauriat-Rage, A., and Trauth, N. (1989a). Le couloir «le Maupas-les Étangs» : aspects structurels, sédimentologiques et paléontologiques. *Géol. Fr*, 1–2 :79–102. 52, 80, 83, 85, 273
- Chevalier, M., Borne, V., Brebion, P., Buge, E., Chaix, C., Courbouleix, S., Delanoë, Y., Estéoule-Choux, J., Farjanel, G., Lauriat-Rage, A., et al. (1989b). Le complexe cénozoïque de Corcoué-sur-Logne (Loire-Atlantique). Études sédimentologiques, paléontologiques et premières reconnaissances géophysiques. *Géol. Fr*, 1–2 :153–170. 52, 53, 80, 81, 83, 84, 273
- Chevalier, M. and Delanoë, Y. (1989). Etude géophysique et sédimentologique du petit graben redonien pliocène de la Marnière (la Limouzinière, Loire-Atlantique). *Geol. Fr*, 1–2 :103–116. 80, 81, 82, 83, 273
- Clément, O. (1987). Les marais de Bourgneuf et des Moutiers-en-Retz (Loire-Atlantique). L'évolution d'une zone humide littorale. *Norais*, 133(1) :27–42. 57

- Cogné, J., Hassendorfer, B., Barbaroux, L., Guigues, J., Bambier, A., de la Loire, S. B. P., et al. (XXXX). Notice explicative de la carte géologique de France 1/50 000, feuille de St Nazaire (479, X-23). BRGM, Orléans, 26p.
- Cressard, A.-P. (1973). Recherche d'agrégats marins au sud de la Bretagne. Etude par profils sparker et dragages. *Bureau d'Etudes Industrielles et de Coopération de l'Institut Français du Pétrole (BEICIP). Centre National pour l'Exploitation des Océans (CNEXO)*, page 58. 58
- Delanoë, Y. (1988). Les grands traits de la structure et de l'évolution géodynamique des dépôts tertiaires du plateau continental sud-armoricain d'après les enregistrements de réflexion sismique. *Géologie de la France*, 1 :79–90. 50, 52, 53
- Dollfus, G.-F. and Dautzenberg, P. (1901). *Nouvelle Liste des pélécytopodes et des brachiopodes fossiles du miocène moyen du Nord-Ouest de la France*, par G. Dollfus et Ph. Dautzenberg. Le Bigot frères. 53
- Durand, S. (1960). *Le Tertiaire de Bretagne : étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique*, volume 12. Mém. Soc. géol. minér. Bretagne. 53, 58
- Ehlers, J. and Gibbard, P. L. (2004). *Quaternary glaciations—extent and chronology : Part I : Europe*, volume 2. Elsevier. 53
- Eyles, N. and McCabe, A. M. (1989). The Late Devensian (< 22,000 BP) Irish Sea Basin : the sedimentary record of a collapsed ice sheet margin. *Quaternary Science Reviews*, 8(4) :307–351. 53
- Folz, E. (2000). *La luminescence stimulée optiquement du quartz : développements méthodologiques et applications à la datation de séquences du Pléistocène supérieur du nord-ouest de la France*. PhD thesis, Université Paris 7. 86
- Fuhrmann, T., Heck, B., Knöpfler, A., Masson, F., Mayer, M., Ulrich, P., Westerhaus, M., and Zippelt, K. (2013). Recent surface displacements in the Upper Rhine Graben—Preliminary results from geodetic networks. *Tectonophysics*, 602 :300–315. 86, 87
- Gapais, D. and Le Corre, C. (1980). Is the Hercynien belt of Brittany a major shear zone? *Nature*, 288(5791) :574. 48
- Gautier, M. (1962). La dépression de Toulven et l'évolution morphologique de la Bretagne sud-occidentale depuis le début de l'Éocène. *Norvès*, 35(1) :265–290. 52, 58
- Gautier, M. (1969). Les sablières des environs de Pornic (L.-A.) et le Pliocène du pays de Retz. *Norvès*, 62(1) :155–176. 53, 59, 60, 87, 272
- Gautier, M. (1970). Des failles quaternaires sur la côte du pays de Retz (Loire-Atlantique)? *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 47(381) :155–163. 69, 70, 71, 72, 73, 273
- Gautier, M. and Mounès, J. (1967). Note préliminaire sur l'élévation récente du niveau de la mer en baie de Bourgneuf. *Norvès*, 53(1) :49–57. 55, 57
- Godard, G. (1981). *Lambeaux probables d'une croûte océanique subductée : les eclogites de Vendée*; (Massif armoricain, France). na. 80

- Godard, G. (1988). Petrology of some eclogites in the Hercynides : the eclogites from the southern Armorican massif, France. *Eclogites and eclogite-facies rocks*, 12 :451–519. 80
- Grellet, B., Combes, P., and 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*, volume 2. Société géologique de France. 66
- Guilcher, A. (1948). *Le relief de la Bretagne méridionale*. PhD thesis. 53
- Guilcher, A. (1969). Pleistocene and Holocene sea level changes. *Earth-Science Reviews*, 5(2) :69–97. 53
- Guilcher, A. and Hallégouët, B. (1981). Le haut cordon de galets pléistocène de Ruvein-en-Plovan (Finistère) et ses enseignements généraux. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 18(2) :75–82. 60
- Guillocheau, F., Bonnet, S., Bourquin, S., Dabard, M.-P., Outin, J.-M., and Thomas, É. (1998). Mise en évidence d'un réseau de paléovallées ennoyées (paléorias) dans le Massif Armoricaïn : une nouvelle interprétation des sables pliocènes armoricains. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 327(4) :237–243. 53
- Guillocheau, F., Brault, N., Thomas, E., Barbarand, J., et al. (2003). Histoire Géologique du Massif Armoricaïn depuis 140 Ma (Crétacé-Actuel). 51, 52
- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J., Gaulier, J., Gaumet, F., et al. (1999). Évolution géodynamique du bassin de paris : apport d'une base de données stratigraphiques 3d. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 36(4) :3–35. 51
- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J.-P., Gaulier, J.-M., Gaumet, F., et al. (2000). Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, 13(4) :189–245. 51
- Hallégouët, B. and Van Vliet-Lanoë, B. (1986). Les oscillations climatiques entre 125 000 ans et le maximum glaciaire, d'après l'étude des formations marines, dunaires et périglaciaires de la côte des Abers (Finistère). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 23(1) :127–138. 60
- Haugmard, M. (2016). *Détermination non-linéaire des paramètres hypocentaux et structuraux : application à la sismicité intracontinentale du Massif armoricaïn*. PhD thesis, Université Bretagne Loire. 64, 68, 272
- Horn, R., Vanney, J., Boillot, G., Bouysse, P., and Leclaire, L. (1966). Resultats géologiques d'une prospection sismique par la méthode boomer au large du massif armoricaïn méridional. *COMPTES RENDUS HEBDOMADAIRES DES SEANCES DE L'ACADEMIE DES SCIENCES SERIE D*, 263(21) :1560. 53
- Jaeger, J.-L. (1967). Un alignement d'anomalies légères coïncidant avec des bassins tertiaires en Bretagne. *Mém. BRGM*, 52 :91–102. 54

- James, T. S. and Lambert, A. (1993). A comparison of VLBI data with the Ice-3G Glacial Rebound Model. *Geophysical Research Letters*, 20(9) :871–874. 62
- Jomard, H., Cushing, E. M., Palumbo, L., Baize, S., David, C., and 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 (BDEFA) for metropolitan France. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(9) :1573–1584. 66, 68, 87, 273
- Judenherc, S. (2000). *Etude et caractérisation des structures hercyniennes à partir de données sismologiques : le cas du Massif Armoricain*. PhD thesis, Université Louis Pasteur-Strasbourg I. 48
- Judenherc, S., Granet, M., Brun, J.-P., and Poupinet, G. (2003). The Hercynian collision in the Armorican Massif : evidence of different lithospheric domains inferred from seismic tomography and anisotropy. *Bulletin de la Société géologique de France*, 174(1) :45–57. 48
- Kerforne, F. (1901). *Etude de la région silurique occidentale de la presqu'île de Crozon*. Impr. F. Simon. 49
- Lahondere, D., Chevremont, P., Béchenec, F., Bouton, P., Godard, G., Stussi, J., et al. (2009). Notice explicative de la carte géologique de France au 1/50 000, feuille de Palluau (535). *BRGM, Orléans, 182p*. 57
- Lambeck, K. (1997). Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129(1-2) :1–22. 53, 54
- Lambeck, K., Esat, T. M., and Potter, E.-K. (2002). Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419(6903) :199. 54
- Le Meur, E. (1996). *Spécificité de l'isostasie en contexte glaciaire : présentation et application d'un modèle de réponse terrestre*. PhD thesis, Université Joseph-Fourier-Grenoble I. 62
- Lenôtre, N., Thierry, P., Blanchin, R., and Brochard, G. (1999). Current vertical movement demonstrated by comparative leveling in Brittany (northwestern France). 301 :333–344. 60, 61, 272
- Liang, W. N. (1951). Lithologie et paléogéographie du plio-quaternaire, détritique de la Basse-Loire. *Revue de Géomorphologie dynamique*. 58
- Lucas, S. (1995). Stratigraphie sismique du plateau continental sud-armoricain : quantification de la déformation au-cours du Cénozoïque. *DEA Univ. Rennes*. 53
- Marin, S., Avouac, J.-P., Nicolas, M., and Schlupp, A. (2004). A probabilistic approach to seismic hazard in metropolitan France. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(6) :2137–2163. 66
- Matte, P. (1991). Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196(3-4) :309–337. 49
- Medvedev, S., Sponheuer, W., and Kárník, V. (1967). Seismic intensity scale, version 1964 (MSK-64). *Institute of Geodynamics, Jena, Germany, Publ*, 48 :13. 65, 66, 272

- Menier, D. (2003). *Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines : apports de la stratigraphie sismique*. PhD thesis. Thèse de doctorat dirigée par Proust, Jean-Noël Sciences de la matière et de l'univers Lorient 2003. 53
- Menier, D., Augris, C., and Briend, C. (2014). *Les réseaux fluviatiles anciens du plateau continental de Bretagne Sud* : Atlas & cartes. Ed. Quae. 57
- Mercier, N. (2008). Datation des sédiments quaternaires par luminescence stimulée optiquement : un état de la question. *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 19(3) :15–204. 86
- Mitrovica, J., Davis, J., and Shapiro, I. (1994). A spectral formalism for computing three-dimensional deformations due to surface loads : 2. Present-day glacial isostatic adjustment. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 99(B4) :7075–7101. 62
- Mounès, J. (1960). *Rivage oublié : Bourgneuf, Prigny, Saint-Cyr et les Moutiers au Moyen-Age*. Editions du Pays de Retz, Paimboeuf. 57
- Mounès, J. (1974). *Le Marais Breton et ses marges*. PhD thesis, Université de Nantes. 55, 56, 57, 59, 272
- Nguyen, H. N., Vernant, P., Mazzotti, S., Khazaradze, G., and Asensio, E. (2016). 3-D GPS velocity field and its implications on the present-day post-orogenic deformation of the Western Alps and Pyrenees. *Solid Earth*, 7(5) :1349. 62, 272
- Pedoja, K., Husson, L., Johnson, M. E., Melnick, D., Witt, C., Pochat, S., Nexer, M., Delcaillau, B., Pinegina, T., Poprawski, Y., et al. (2014). Coastal staircase sequences reflecting sea-level oscillations and tectonic uplift during the Quaternary and Neogene. *Earth-Science Reviews*, 132 :13–38. 53
- Peltier, W. and Tushingham, A. (1991). Influence of glacial isostatic adjustment on tide gauge measurements of secular sea level change. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 96(B4) :6779–6796. 62
- Perrot, J., Arroucau, P., Guilbert, J., Déverchère, J., Mazabraud, Y., Rolet, J., Mocquet, A., Mousseau, M., and 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(3) :935–950. 64, 67, 87
- Pirazzoli, P. and Pluet, J. (1991). *World atlas of Holocene sea-level changes*, volume 58. Elsevier. 54
- Raimbault, C. (2017). *Evolution géomorphologique du littoral granitique sud-armoricain : approche terre-mer*. PhD thesis, Normandie Université. 51, 52, 272
- Rolet, J., Le Gall, B., Darboux, J.-R., Thonon, P., and Gravelle, M. (1986). L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique-Cornwall. *Bulletin de la Société géologique de France*, 2(1) :43–54. 50
- Scotti, O., Baumont, D., Quenet, G., and Levret, A. (2004). The French macroseismic database SISFRANCE : objectives, results and perspectives. *Annals of geophysics*, 47(2-3). 64, 65, 66, 272

- Sellier, D. (1985). *Les versants du pays nantais. Etude géomorphologique*. PhD thesis, Université de Nantes. 81
- Serpelloni, E., Faccenna, C., Spada, G., Dong, D., and Williams, S. D. (2013). Vertical GPS ground motion rates in the Euro-Mediterranean region : New evidence of velocity gradients at different spatial scales along the Nubia-Eurasia plate boundary. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 118(11) :6003–6024. 54, 62, 272
- Ters, M. (1956). *La Vendée littorale : étude de géomorphologie*. Imprimerie Oberthur. 53, 58, 59
- Ters, M. (1970). Notice de la carte géologique de la France au 1/80 000 de Nantes - Ile du Pilier. 80
- Ters, M. et al. (1982). Notice explicative de la carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu (XII-24). *BRGM, Orléans, 82p.* 51, 81
- Ters, M., Viaud, J., et al. (1983). Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50 000, feuille de Challans (1125). *BRGM, Orléans, 99p.* 57
- Thinon, I., Fidalgo-González, L., Réhault, J.-P., and 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(9) :561–568. 51
- Thomas, É. (1999). *Evolution cenozoïque d'un domaine de socle : le massif armoricain apport de la cartographie des formations superficielles*. PhD thesis, Rennes 1. 52, 53
- Thomas, R. (2005). Géologie succincte du Massif Armoricaïn (Bretagne). *BRGM.* 49
- Truffert, C., Gumiaux, C., Chantraine, J., Perrin, J., Galdeano, A., Gapais, D., Ballèvre, M., Asfrane, E., Guennoc, P., and Brun, J.-P. (2001). Levé géophysique aéroporté dans le Sud-Est du Massif armoricaïn (programme GéoFrance3D Armor2). Magnétisme et radiométrie spectrale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 333(5) :263–270. 49
- Van Vliet-Lanoë, B., Laurent, M., Hallégouët, B., Margerel, J.-p., Chauvel, J.-J., Michel, Y., Moguedet, G., Trautman, F., and Vauthier, S. (1998). Le Mio-Pliocène du massif armoricaïn. Données nouvelles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 326(5) :333–340. 53, 86
- Vasseur, G. (1881). *Recherches géologiques sur les terrains tertiaires de la France occidentale*, volume 23. G. Masson. 80
- Vignerresse, J.-L. (1988). La fracturation post-hercynienne du Massif Armoricaïn d'après les données de la géophysiques. *Géologie de la France*, 4 :3–10. 49
- Vorren, T. O. and Plassen, L. (2002). Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vågsfjord area, North Norway. *Boreas*, 31(2) :97–125. 54
- Wyns, R. (1980). *Contribution a l'étude du Haut-Bocage vendéen : le Précambrien et le Paléozoïque dans la région de Chantonay (Vendée)*. PhD thesis, Université de Paris VI. 81

- Wyns, R. (1986). Etude géoprospective du Massif Armoricaïn. Evolution tectonique de la partie Sud-Est du Massif Armoricaïn au Plio-Quaternaire : Essai de quantification des déformations et projection dans le million d'années à venir. *Rapport BRGM 86SGN100660*. 50, 52, 53, 54, 78, 85, 86, 87
- Wyns, R. (1991). Evolution tectonique du bâti armoricaïn oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, 3(1) :1-42. 50, 51, 52, 54, 58, 86, 87
- Wyns, R. (2002). Climat, eustatisme, tectonique : quels contrôles pour l'altération continentale? Exemple des séquences d'altération cénozoïques en France. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 39(2) :5-16. 51, 53
- Wyns, R., Quesnel, F., Simon-Coinçon, R., Guillocheau, F., and Lacquement, F. (2003). Major weathering in France related to lithospheric deformation. *Géol. Fr*, 1(7). 51
- Ziegler, P. A. (1990). Geological atlas of western and central Europe. Geological Society of London. 51

Chapitre 4

Analyse morphométrique du relief et du réseau de drainage dans le Marais Breton

Sommaire

4.1 La faille de Machecoul	98
4.1.1 Etat des connaissances	98
4.1.2 Morphologie terre-mer de l'escarpement de la faille de Machecoul	99
4.2 Notions : analyse du relief et du réseau de drainage	105
4.2.1 Le relief	105
4.2.2 Le réseau de drainage	105
4.3 Méthodologie	106
4.3.1 Calcul du réseau de drainage	106
4.3.2 Quantification du relief	107
4.3.3 Allongement des bassins versants	108
4.3.4 L'intégrale hypsométrique	109
4.3.5 Les indices de pente	109
4.4 Organisation du réseau de drainage de la zone d'étude	110
4.5 Analyse géomorphologique du Tenu et de ses environs	111
4.5.1 Profil en long	113
4.6 Etude du relief du Pays de Retz	113
4.6.1 Les profils enveloppe	114
4.6.2 Les indices du relief	114
4.7 Etude des bassins versants mineurs au nord de la faille de Machecoul	116
4.7.1 Lithologie et réseau de drainage	116
4.7.2 Les indices morphométriques	117
4.8 Synthèse	119
4.9 Références	120

Introduction

L'évolution du relief et du réseau de drainage d'une région est contrôlée par plusieurs forçages externes et internes tels que le climat, les variations eustatiques, la tectonique et la lithologie (e.g. England and Molnar, 1990; Wobus et al., 2006; Kirby and Whipple, 2012). Les études morphométriques permettent de quantifier les caractéristiques spatiales des reliefs (e.g. discontinuités morphologiques liées aux escarpements de faille) et des objets hydrographiques (e.g. réseaux de drainage et bassins versants; Delcaillau, 2011), afin de détecter le signal tectonique. Ces caractéristiques sont extraites à partir de données numériques (e.g. MNT, images satellites) et de terrain (e.g. Nexer et al., 2015).

Une analyse morphométrique peut être réalisée à différentes échelles spatiales :

- à l'échelle régionale (> 10 km), pour le relief et le réseau de drainage d'une zone définie.
- à l'échelle d'une unité géomorphologique comme le bassin versant, plus réduite.

Ce chapitre présente tout d'abord la morphologie de la faille de Machecoul telle qu'elle a été décrite dans la littérature jusqu'à aujourd'hui, ainsi que les précisions que nous apportons par l'exploitation des données acquises au cours de cette thèse (e.g. bathymétrie haute résolution).

Une analyse morphométrique de la zone a ensuite été réalisée en plusieurs temps. Nous avons tout d'abord étudié le réseau de drainage à l'échelle du Marais Breton et du Pays de Retz (fig. 4.8) et plus particulièrement le Tenu, cours d'eau épigénique qui recoupe perpendiculairement le coteau de Pornic-Bourgneuf correspondant à la partie Est de l'escarpement de la faille de Machecoul (figs. 4.9, 4.10 et 4.11). Nous avons ensuite étudié l'incision du relief autour de la faille de Machecoul dans le Pays de Retz (figs. 4.12 et 4.13). Enfin, 9 indices morphométriques ont été calculés pour 6 bassins versants mineurs drainant la rupture de pente longeant la faille de Machecoul (figs. 4.14 et 4.16).

4.1 La faille de Machecoul

4.1.1 Etat des connaissances

Les documents faisant référence à la faille de Machecoul sont assez peu nombreux, et traitent en général de sujets plus larges. Dans son introduction, la notice géologique de la feuille de Machecoul cite « un grand accident, subparallèle à ceux de St-Père-en-Retz, de Saint-Urbain-Challans, de Noirmoutier et de l'île d'Yeu », longeant un « talus rectiligne, d'orientation générale N110°E, qui se prolonge de la pointe Saint-Gildas et qui constitue le revers d'un bloc basculé vers le NE ». Il y est fait par la suite référence par l'utilisation des termes « grande faille » ou « relief de faille », s'étendant de la pointe St-Gildas à l'ouest à la Marne à l'est (Ters et al., 1979, 1982).

Gautier (1969) cite une « grande faille littorale que suit la falaise morte du Marais de Bourgneuf » et Wyls (1986) les « failles de Vendée littorale et du Pays de Retz, déterminant localement les bordures du Marais Breton ». Plus récemment, Baize et al. (2002) qualifient l'impact morphologique de la « faille de Bourgneuf (N110°E) » comme « particulièrement marqué » et avec un « affaissement du compartiment sud », tout en soulignant que l'origine de ces escarpements n'est pas résolue et pourrait être liée à des contrastes lithologiques lors de l'exhumation de failles varisques. Baize et al. (2002) indiquent également qu'un « relais probable vers l'est de la faille de Bourgneuf [serait] l'accident de Maupas-Les Essarts ».

Enfin, Sellier (2015) propose une description géomorphologique du bassin de Grand-Lieu et indique les « coteaux de Pornic-Bourgneuf [et] de la Marne » à regard SW et guidés par une « faille WNW-ESE [...] bordant] la plaine de Machecoul, la Baie de Bourgneuf et le pays de Retz jusqu'à la pointe de Saint-Gildas », ainsi que le « revers de Pornic-Bourgneuf » incliné vers le Nord (fig. 4.1).

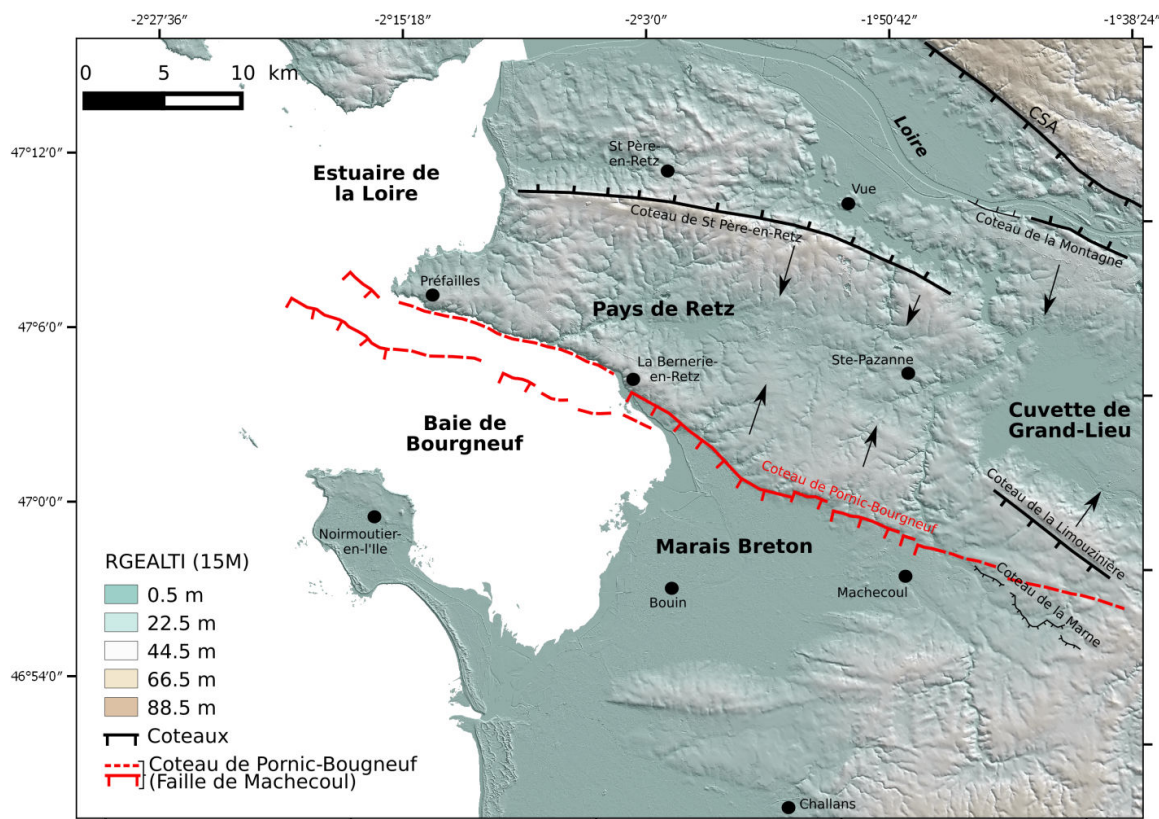


FIGURE 4.1 – Localisation et schéma géomorphologique de la zone d'étude en Vendée littorale. Le tracé de la faille de Machecoul proposé ici s'appuie sur nos résultats (voir figs. 4.5 et 4.6). Les flèches noires représentent l'inclinaison des revers. Modifié d'après Sellier (2015).

Ainsi, à ce jour, cette faille n'a été que décrite succinctement et n'a encore jamais fait l'objet d'analyses géomorphologiques et morphotectoniques à terre et en mer. Nous proposons donc dans cette première partie de compléter la description géomorphologique de la faille de Machecoul à partir de données existantes et de données inédites.

4.1.2 Morphologie terre-mer de l'escarpement de la faille de Machecoul

Une première observation du relief à grande échelle à partir des données ombrées permet de visualiser la rupture de pente d'orientation N110 délimitant à terre le Marais Breton (au sud) du relief du Pays de Retz (au nord, fig. 4.2). Identifiable sur le terrain, l'escarpement est néanmoins très doux et surtout très fortement anthropisé (champs, routes, villages, marais, fig. 4.3 planches A, C et E). A l'est de la Bernerie-en-Retz, l'escarpement topographique se réoriente en N150, puis tourne à nouveau en N110 en constituant la côte jusqu'à Préfailles. Trois segments de failles majeurs sont donc identifiés, d'une longueur de 2,5 à 12,5 km environ.

En mer, le système semble évoluer en deux failles parallèles, situées le long de la côte et dans la Baie de Bourgneuf (fig. 4.4). Les données de bathymétrie haute résolution acquises lors de la

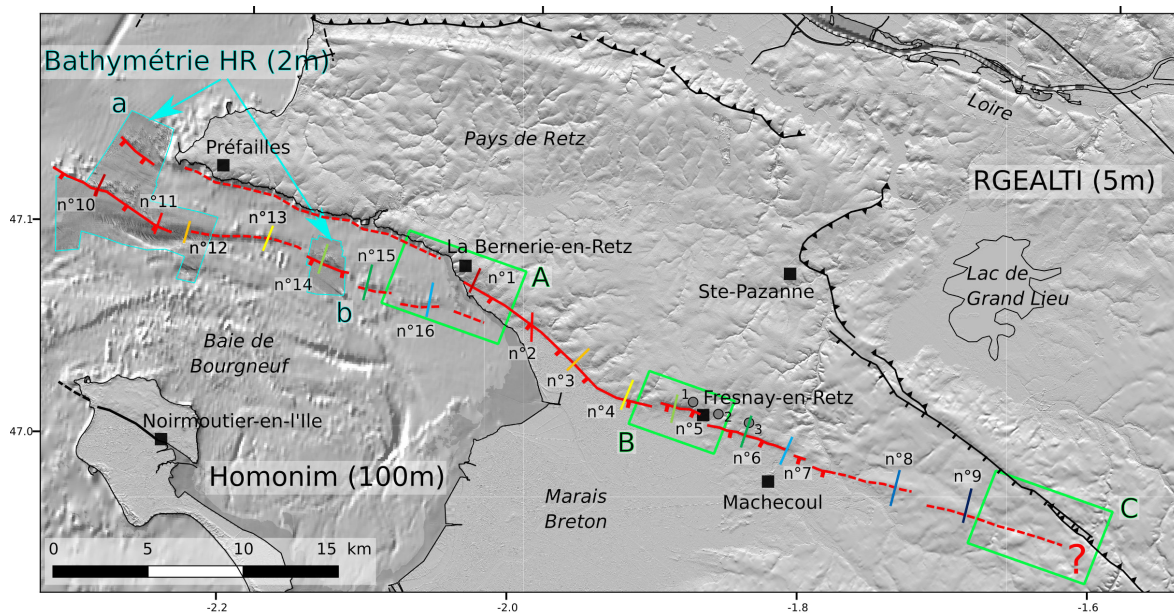


FIGURE 4.2 – Compilation et visualisation en ombrage des données existantes à terre et en mer dans la région (à terre, produit RGEALTI résolution 5 m et en mer produit HOMONIM résolution 100 m), ainsi que des données de bathymétrie HR (résolution 2 m), localisées par les encadrés bleus a et b. Encadrés verts : zones d'intérêt A, B et C. Traits multicolores : profils topographiques, numérotés de 1 à 9 (à terre) et 10 à 16 (en mer) d'ouest en est (voir figs. 4.5 et 4.6 pour les hauteurs maximum de l'escarpement). Points gris (1 à 3) : prises de vues des photos de la figure 4.3. Système de failles de Machecoul (en rouge) : tracé certain (traits pleins) et tracé supposé (pointillés). En noir, au nord l'accident de St Père-en-Retz et à l'est l'accident de Ste Pazanne - Les Essarts.

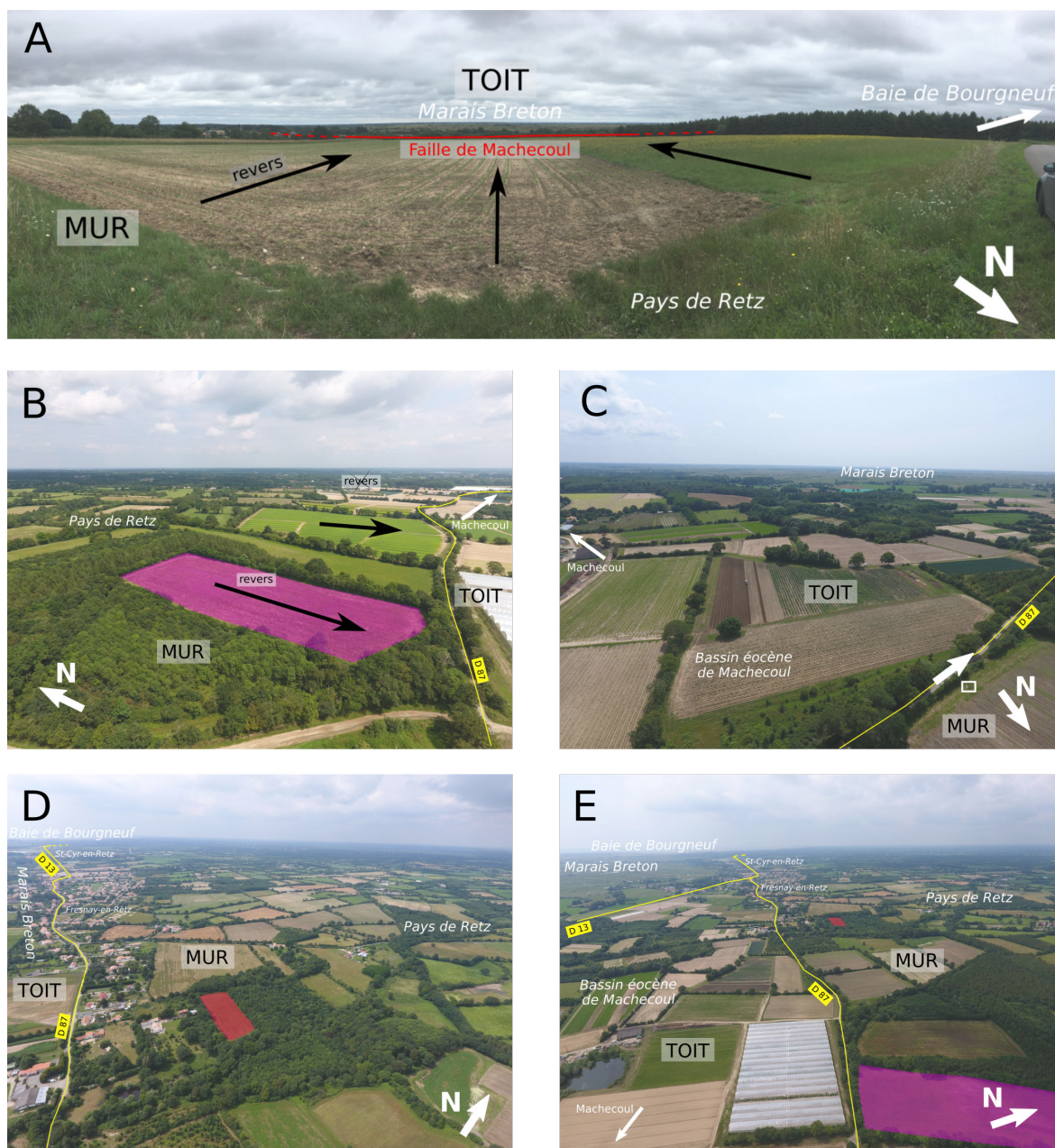


FIGURE 4.3 – (A) Vue panoramique vers le SW prise depuis le relief du mur de la faille de Machecoul, à Fresnay-en-Retz, au point 1 (zone B et profil n°5 figs. 4.2 et 4.5). Photos aériennes : (B) vue vers l’est depuis le lieu-dit de la Huchepie, au point 2 (zone B et profils n°5 et 6 figs. 4.2 et 4.5), (C) vue vers le sud, prise au point 2, (D) vue vers l’ouest également prise au point 2, (E) vue vers l’ouest et la Baie de Bourgneuf, depuis le point 3 (profil n°6 figs. 4.2 et 4.5). Les champs roses (B et E) et rouges (D et E) permettent de situer les photos les unes par rapport aux autres.

campagne RETZ2 (figs. 4.4 et 4.2, zones a et b en bleu) ainsi que les données antérieures de la campagne POPCORE 2016 (fig. 4.4 en gris) permettent de confirmer l'existence d'un relief aligné dans le prolongement de la faille (voir Chap. 6, 2e partie pour la présentation des campagnes et la description des travaux d'acquisition et de traitement des données de bathymétrie HR).

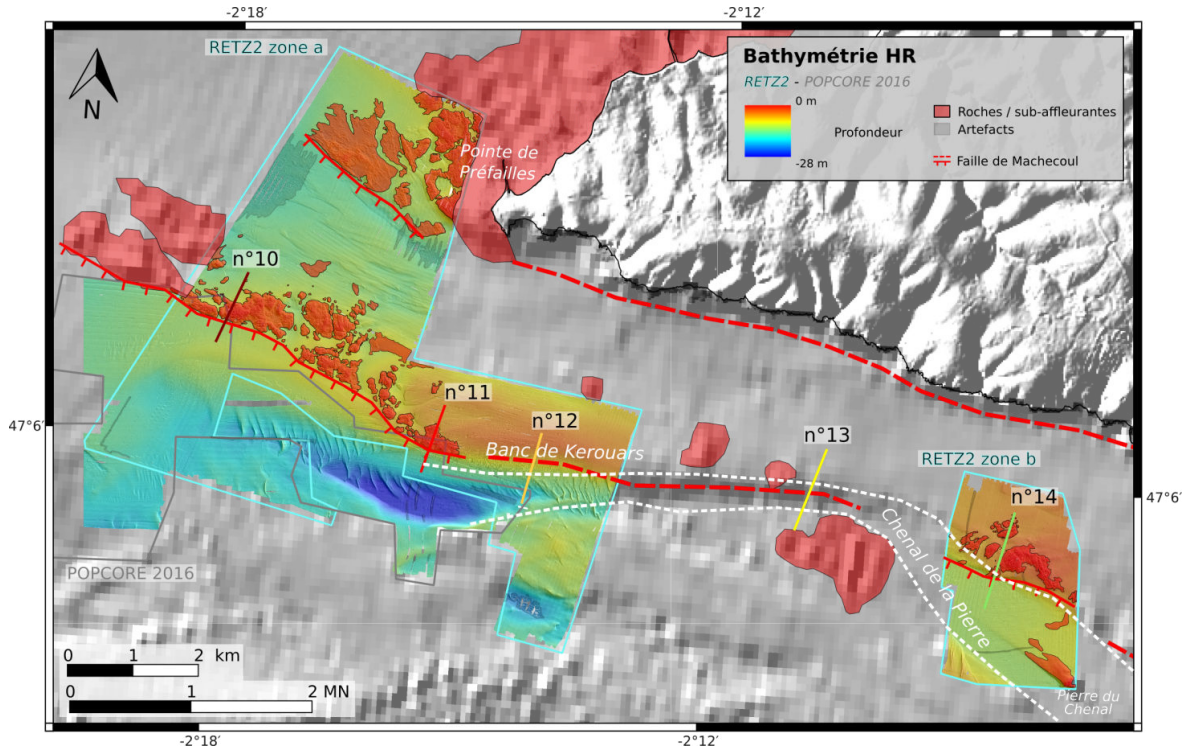


FIGURE 4.4 – Carte morphobathymétrique représentant les données acquises durant la campagne RETZ2 ainsi que les données antérieures POPCORE 2016 (résolution 2 m, voir Chap. 6, 2e partie pour la présentation des campagnes et la description des travaux d'acquisition et de traitement des données de bathymétrie HR). En fond, la bathymétrie de l'ensemble de la Baie de Bourgneuf (HOMONIM résolution 100 m).

Profils topographiques et bathymétriques

La trace morphologique de l'escarpement topographique longeant la faille et bordant le Marais Breton est globalement assez ténue (fig. 4.3). Elle est toutefois plus marquée très localement, notamment dans la zone B. A cet endroit, l'escarpement surplombe le MB d'une trentaine de mètres (figs. 4.2 et 4.5 : profil n°5). Ce relief reste toutefois peu visible sur le terrain (fig. 4.3 planches A, D et E). La trace morphologique s'atténue progressivement vers l'est (fig. 4.3 planche B), jusqu'aux abords du coteau de la Limouzinière (profils n°8 et 9, et zone C). La transition au niveau du littoral (zone A), suggère une zone de relai entre les structures à terre et en mer.

Dans le prolongement en mer du tracé terrestre, on observe une dépression allongée de direction N110 qui s'étend jusqu'à la pointe de Préfaïlles à l'ouest. Cette dépression a été interprétée comme le résultat du contrôle tectonique du prolongement en mer de la faille de Machecoul (e.g. Gautier, 1969; Wyns, 1986; Sellier, 2015). La trace de la faille en mer semble cependant discontinuë et sinueuse (figs. 4.4 et 4.2). Le segment le plus visible (zone a), est d'environ 7,5 km de longueur. Les profils n°10, 11 et 14 présentent un relief marqué (fig. 4.6), probablement lié à la lithologie du socle cristallin, visible notamment dans la Baie de Bourgneuf (fig. 3.8). Les profils n°12, 13, 15 et 16 montrent un relief plus doux, laissant supposer une lithologie moins compétente correspondant

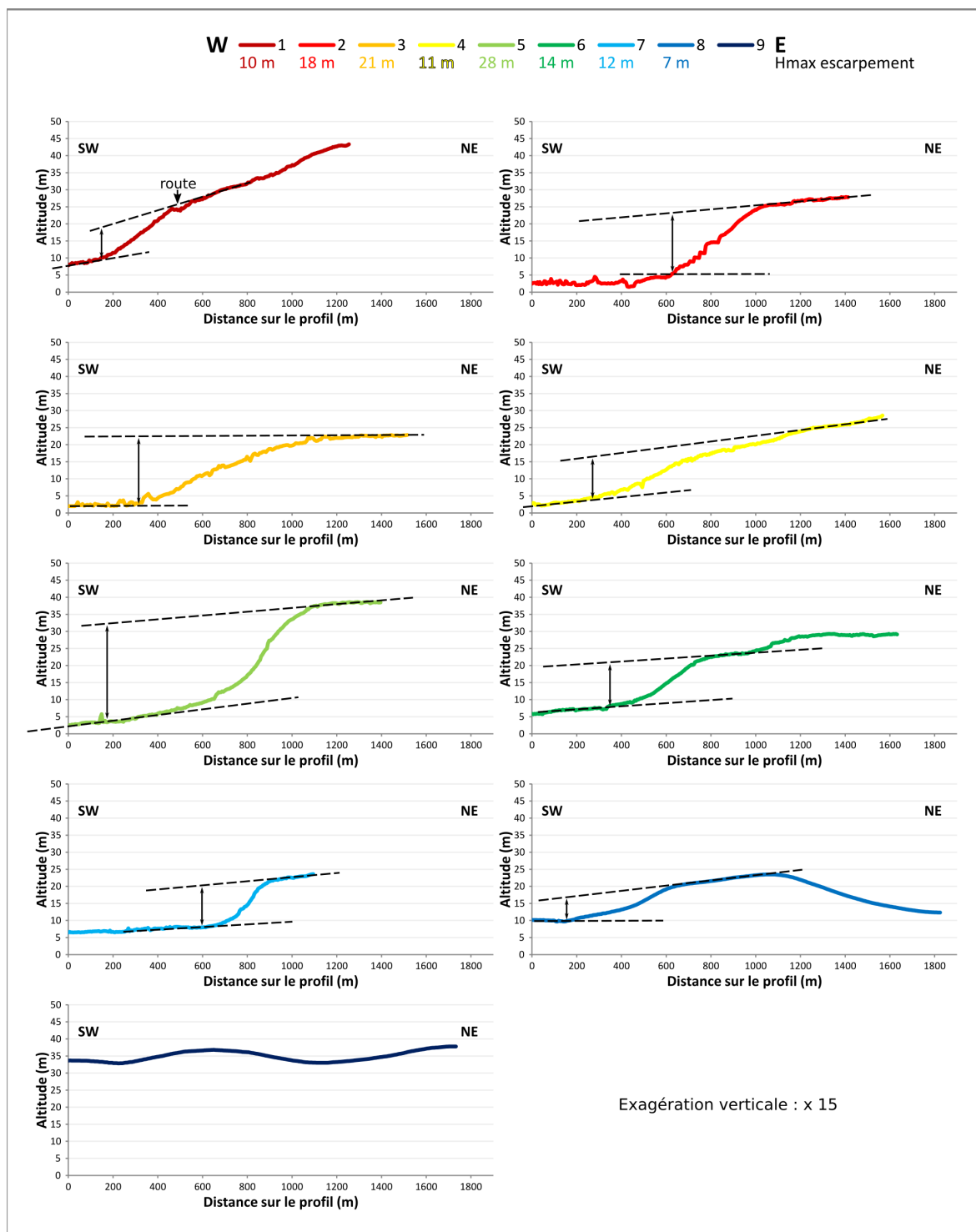


FIGURE 4.5 – Profils topographiques dans la partie terrestre de la faille de Machecoul, numérotés de 1 à 9 d'ouest en est et situés sur la carte 4.2. La hauteur maximale de l'escarpement pour chaque profil est indiquée (H max).

au remplissage sédimentaire de la baie. L'amplitude verticale de l'escarpement topographique varie de 4 m à 11 m (fig. 4.6, profils 16 et 10).

4.2 Notions : analyse du relief et du réseau de drainage

4.2.1 Le relief

L'évolution du relief est contrôlée par des forçages externes (climat, eustatisme ...) et des forçages internes (tectonique, lithologie ...). Il existe plusieurs modèles d'évolution du paysage (e.g. modèles de Davis (1899); Penck (1953); Hack (1975)), caractérisés par différentes échelles de temps et de variations spatiales du taux de soulèvement (Burbank and Anderson, 2011). Il convient donc de prendre en compte ces variabilités.

Globalement, les mouvements tectoniques forment le relief et l'érosion le détruit. Toutefois, il existe un couplage entre érosion et déformation de surface, qui s'influencent mutuellement (England and Molnar, 1990; Roe et al., 2003; Duvall et al., 2004; Wobus et al., 2006). Au cours du temps, le relief cherche à maintenir une forme d'équilibre entre le taux de soulèvement et le taux d'incision (Ahnert, 1970; Whipple, 2001).

4.2.2 Le réseau de drainage

La majorité du relief est façonné par les réseaux de drainage, associés à leur bassin versant. Les bassins versants définissent une unité géomorphologique dont la totalité des eaux pluviales converge vers un exutoire. Chaque bassin versant constitue donc un système topographique et hydrologique autonome, façonné par l'évolution du réseau de drainage et dont les contours correspondent aux lignes de partage des eaux.

Les réseaux de drainages sont caractérisés par les profils en long des rivières, représentant l'altitude du drain en fonction de la distance à la source et jusqu'à l'exutoire. Si l'équilibre dynamique entre les processus de dépôt et d'érosion est atteint, le profil en long est concave et semi-logarithmique de la source à l'exutoire : la pente diminue régulièrement de l'amont vers l'aval (e.g. Hack, 1957). Cependant, l'état d'équilibre du système géomorphologique composant le relief peut être perturbé par l'évolution des forçages. Ce déséquilibre est souvent lié à une variation du niveau de base de la rivière, c'est-à-dire l'altitude la plus basse qu'une rivière cherche à atteindre et sous laquelle il n'y a plus d'érosion.

Une chute du niveau de base peut être associée à une chute du niveau marin, une variation du taux de soulèvement ou à un changement climatique (e.g. Snyder et al., 2002). Les variations du niveau de base entraînent une réponse du relief par la formation d'une anomalie dans le profil en long de la rivière sous la forme d'une rupture de pente appelée "knickpoints" ou seuil transitoire (e.g. Bishop et al., 2005; Castillo et al., 2013). Cette anomalie va se propager vers l'amont par érosion régressive (e.g. Seidl et al., 1994, 1997; Stock and Montgomery, 1999). Un seuil transitoire peut aussi être formé par la capture d'une rivière par une autre. Dans les zones côtières, le relief est ainsi très sensible aux variations du niveau marin à cause de leur proximité à la mer.

Lorsque le pouvoir érosif d'un drain augmente (par exemple par une baisse du niveau de base ou un soulèvement local), des captures ont souvent lieu. L'érosion progressive engendrée vers l'amont va permettre la connexion entre le drain agresseur et le drain voisin agressé qui formera

un seuil transitoire dans le profil en long, ainsi qu'un coude dans le nouveau réseau agresseur et la formation d'une vallée sèche au niveau du nouvel interfluve. Toutefois, des anomalies de drainage de type seuil peuvent aussi apparaître dans un cours d'eau à l'équilibre en présence d'une faille active, d'une variation spatiale du climat ou de la lithologie, ou encore à une confluence de deux drains (e.g. Whipple, 2001; Tucker and Whipple, 2002; Bishop et al., 2005; Larue, 2014).

4.3 Méthodologie

Il est tout d'abord utile de comprendre l'organisation générale du relief dans la zone étudiée par l'extraction du réseau de drainage à partir d'un MNT. En effet, tout point d'un réseau hydrographique peut être défini par de nombreux paramètres, tels que l'altitude, la pente locale, l'aire drainée, la forme de cette aire drainée, la distance par rapport à l'exutoire et la source, la largeur de fond de vallée ou de hauteur de vallée ... Tous ces paramètres varient lors de l'adaptation des rivières aux divers forçages géodynamiques externes et internes. De nombreux indices morphométriques calculés à partir de ces paramètres ont été développés afin d'être utilisés pour détecter le niveau d'activité tectonique d'une région. Ils sont plus ou moins bien corrélés avec les taux de soulèvement selon les conditions environnementales.

4.3.1 Calcul du réseau de drainage

Pour obtenir le réseau hydrographique de l'ensemble du Marais Breton et du pays de Retz (fig. 4.8), nous avons utilisé le jeu de données RGEALTI d'une résolution de 5 m pour avoir un MNT HR de notre zone. Après plusieurs tests, nous avons dégradé ce MNT pour atteindre une résolution de 15 m, permettant des temps de calculs d'extraction plus raisonnables pour la suite du traitement.

A l'aide du logiciel RiverTools (Peckham, 2003), nous avons ensuite généré le tracé du réseau hydrographique. Ce travail nécessite 3 étapes : (1) tout d'abord la création d'un MNT dit de "remplissage" sans aucune dépression, puis (2) la création d'un MNT dit de "direction de flux", et enfin (3) la création d'un MNT dit "d'accumulation de flux" qui permettra d'extraire le réseau de drainage selon différentes conditions (e.g. selon l'ordre de Strahler ou l'aire drainée voulus). Étant donné le faible relief de notre zone d'étude, nous avons choisi d'extraire le réseau de drainage à partir d'une valeur seuil de l'aire minimale drainée fixée à 0,1 km².

Lorsque les surfaces sont très planes, la précision du réseau théorique calculé diminue et le tracé peut être erroné. Dans notre zone d'étude, plusieurs zones correspondent typiquement à ce cas de figure :

- dans le Marais Breton, à l'exutoire du Falleron (fig. 4.8 en brun) ainsi que dans les zones d'estran en fond de Baie de Bourgneuf, et au sud et sud-est de l'île de Noirmoutier,
- dans le Pays de Retz à proximité des cours du canal de la Haute-Perche, très anthropisé et à proximité du bassin éocène d'Arthon-Chéméré, et du Boivre et ses marais au nord du Coteau de St-Père-en-Retz (fig. 3.8),
- dans la cuvette du lac de Grand-Lieu,
- et enfin, dans l'estuaire de la Loire et les marais de Vue et St-Etienne-de-Montluc (fig. 3.8).

Le réseau de drainage ainsi extrait a donc été comparé au réseau hydrographique du produit BD TOPO Hydrographie de l'IGN afin d'identifier les cours d'eaux principaux. Des profils en long

de rivière peuvent être calculés en utilisant la valeur altitudinale de chaque segment de drain et leur distance par rapport à la source.

4.3.2 Quantification du relief

La quantité de matériel érodé a été quantifiée par la valeur du relief (e.g. Champagnac et al., 2014). Il est représenté par le relief moyen, le relief résiduel et l'incision.

Le relief moyen est défini comme la différence entre l'altitude moyenne du bassin et l'altitude à l'exutoire d'une rivière (Delunel et al., 2010).

Le relief résiduel appelé aussi relief local, correspond à la différence d'altitude entre le point le plus haut et le point le plus bas sur une surface prédéfinie (Ahnert, 1984). Il correspond à l'incision des rivières par rapport à leur interfluve et traduit donc l'efficacité de l'incision sur le versant (Hovius, 1995).

L'incision ou relief géophysique est quant à elle définie comme la différence entre une surface enveloppe reliant points hauts et interfluves, et la topographie actuelle (e.g. Burbank and Anderson, 2011). Elle correspond donc à une valeur minimum de l'incision locale effective, car les interfluves sont arbitrairement considérés comme non érodés.

La corrélation entre les taux de soulèvement et le relief implique une topographie en équilibre dynamique (Montgomery and Brandon, 2002). Ces données sont généralement utilisées pour évaluer les effets des mouvements verticaux de surface dans les orogènes (Fielding et al., 1994; Fielding, 1996), mais aussi pour étudier les processus fluviaux (e.g. Wegmann and Pazzaglia, 2009), glaciaires (e.g. Foster et al., 2008), ou encore les taux d'érosion (e.g. Johnson et al., 2009).

Les profils enveloppes

Dans cette étude nous avons utilisé les méthodes des profils enveloppe topographiques (swath profile) et des surfaces enveloppe permettant de définir la répartition des altitudes minimales, moyennes et maximales d'une zone après un traitement statistique de la topographie (e.g. Baulig, 1926; Tricart and Cailleux, 1957; Telbisz et al., 2013).

Un profil enveloppe ou " swath profile " est réalisé non pas sur un trait de coupe unique, mais sur une zone rectangulaire plus large, ce qui permet de limiter l'aspect subjectif d'un profil unique et localisé. Le long d'un profil parallèle à un des côtés de la zone définie, les valeurs minimum, moyenne et maximum des altitudes de la zone sont projetées (fig. 4.12).

Le relief résiduel et l'incision

Pour obtenir les valeurs du relief résiduel et d'incision en chaque point de la zone d'étude nous avons tout d'abord calculé à partir de la topographie actuelle et à l'aide d'ArcGIS, une surface enveloppe tangente aux lignes de crêtes ainsi qu'une surface sub-enveloppe tangente au fond des vallées.

La surface sub-enveloppe est obtenue à partir de l'interpolation du nuage de points correspondant au réseau de drainage considéré comme le fond des vallées (fig. 4.8). Pour obtenir les lignes de crêtes, la topographie actuelle est inversée, puis un réseau de drainage virtuel est extrait à partir du MNT inversé. Les altitudes réelles sont réassignées au nuage de points correspondant

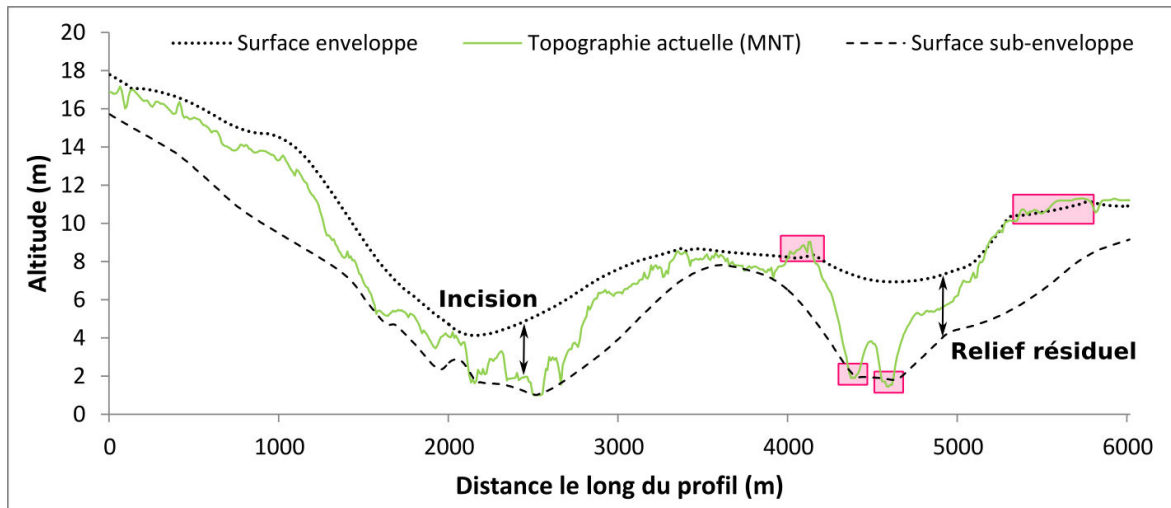


FIGURE 4.7 – Représentation le long d'un profil topographique quelconque (en vert) des surfaces enveloppe (en pointillés) et sub-enveloppe (en tirets) calculées, afin d'obtenir le relief résiduel (différence entre la surface enveloppe et sub-enveloppe) et l'incision (différence entre la surface enveloppe et la topographie actuelle). L'interpolation nécessaire lors de la création des surfaces enveloppe et sub-enveloppe induit parfois un recouvrement de ces surfaces avec la topographie actuelle (encadrés roses).

au réseau de drainage virtuel. La surface enveloppe est ensuite construite en interpolant par voisin naturel ce nuage de points correspondant maintenant aux lignes de crêtes.

Le relief résiduel s'obtient en soustrayant la surface sub-enveloppe de la surface enveloppe et l'incision en soustrayant la topographie actuelle (le MNT) de la surface enveloppe (fig. 4.7). Toutefois, en utilisant la topographie actuelle comme surface de référence pour générer la surface enveloppe, on suppose que les lignes de crêtes correspondent à une surface n'ayant pas subi d'érosion. On fait donc l'hypothèse que toutes les surfaces résiduelles sont préservées, ce qui n'est pas le cas. Les valeurs du relief résiduel et d'incision ainsi obtenues seront donc des valeurs minimales.

Il est possible de moyenner les valeurs des indices du relief pour un bassin versant (e.g. Nexer, 2015) afin de comparer la maturité du relief de plusieurs bassins versants voisins (fig. 4.16 et en annexe B.1).

4.3.3 Allongement des bassins versants

Le degré d'élongation d'un bassin versant dépend en partie de la pente moyenne des drains et du bassin. Les bassins versants très allongés sont plutôt caractéristiques des zones de soulèvement (e.g. Davis, 1909), alors que les bassins circulaires peuvent être liés à des modifications des lignes de partage des eaux lors de captures (e.g. Bull, 2011). Plusieurs indices morphométriques peuvent être utilisés pour déterminer l'allongement d'un bassin versant, tels que le ratio circulaire, le ratio d'élongation ou le facteur de forme (e.g. Fryirs and Brierley, 2012; Nexer et al., 2015).

Nous avons ici utilisé le facteur de forme (FF) qui est sans dimension et calculé à partir de D le diamètre du bassin versant (soit la distance maximale entre deux points quelconques du bassin versant) et de A l'aire drainée du bassin versant (e.g. Dehbozorgi et al., 2010; Nexer et al., 2015; Raimbault, 2017) :

$$FF = \frac{\sqrt{A}}{D} \quad (4.1)$$

4.3.4 L'intégrale hypsométrique

L'intégrale hypsométrique (IH) est un nombre sans dimension, calculé à partir de la somme des aires (α) entre la ligne de partage des eaux et une ligne de contour d'altitude h (dh) comprise entre l'altitude maximale H_{max} et minimale H_{min} du bassin versant (Strahler, 1952). Elle détermine ainsi la proportion d'un bassin versant située au-dessus d'une altitude donnée.

$$IH = \int_{H_{min}}^{H_{max}} \alpha dh \quad (4.2)$$

On la représente sous la forme d'une courbe cumulative appelée courbe hypsométrique, qui correspond à la superficie du bassin, au-delà d'une certaine altitude (fig. 4.17).

L'intégrale hypsométrique est un indicateur de l'évolution du paysage et correspond au volume relatif non érodé d'un bassin versant. Ainsi, une valeur faible de l'intégrale hypsométrique correspond à un bassin très évolué et érodé ($IH \leq 0,3$ et courbe concave), dont les reliefs sont matures et stables. Inversement, une valeur élevée ($IH \geq 0,6$ et courbe convexe) correspond à un bassin immature et faiblement érodé, dont le relief sera jeune et à fort potentiel érosif (Strahler, 1957; Larue, 2005). L'intégrale hypsométrique est sensible à la lithologie (par la résistance des roches à l'érosion), à l'aire de drainage et au soulèvement lorsque l'équilibre dynamique n'est pas atteint (Cheng et al., 2012).

4.3.5 Les indices de pente

Dans les bassins versants, la pente des drains est reliée au taux de soulèvement, mais aussi à la lithologie et au forçage climatique. Les indices de pente S_L et k_s peuvent permettre de mettre en évidence de potentielles anomalies de pente et sont parfois corrélés au signal tectonique (e.g. Kobor and Roering, 2004; Peters and van Balen, 2007; Troiani and Della Seta, 2008).

Le "stream length index ou S_L

Le "stream length index" ou S_L défini par Hack (1973), correspond à la pente d'un drain en fonction de la distance en aval. Cet indice est calculé pour chaque portion de drain, à partir de l'équation :

$$S_L = \frac{dh}{dL} L \quad (4.3)$$

où L est la distance séparant le milieu du segment considéré à l'amont du drain (en m) et $\frac{dh}{dL}$ le gradient de pente du segment considéré.

Les indices k_s et k_{sn}

L'indice k_s peut également être calculé à partir de la loi d'incision suivie par les drains à l'état d'équilibre (Hack, 1957; Flint, 1974) :

$$S = k_s * a^{-\theta} \quad (4.4)$$

où S correspond à la pente locale des drains, k_s au "steepness index" ou inclinaison du drain, a à l'aire drainée en amont du segment calculé et θ à l'indice de concavité.

Cependant, la variation de la concavité des rivières θ est liée par exemple au potentiel érosif, au taux d'érosion, à la géométrie du réseau ou encore au climat (e.g. Whipple, 2004; Wobus et al.,

2006), et implique donc des variations de ks . Un θ nul correspond à un profil de drain ne présentant aucune incision, alors qu'un θ fort reflète un profil de drain concave. Il est donc généralement d'usage de normaliser le ks par une valeur de référence θ_{ref} afin de pouvoir comparer les profils en long de drains ayant des zones de drainage variables (lorsque la lithologie est similaire, e.g. Snyder et al., 2000; Duvall et al., 2004; Kirby and Whipple, 2012). On obtient ainsi le k_{sn} d'après l'équation :

$$S = k_{sn} * a^{-\theta_{ref}} \quad (4.5)$$

où $\theta_{ref} = 0,5$ dans notre étude, correspondant à une des valeurs communément utilisées dans la littérature (e.g. Kirby and Whipple, 2012; Nexer et al., 2015).

4.4 Organisation du réseau de drainage de la zone d'étude

Notre zone d'étude est caractérisée par des zones humides, marais, et dépressions inondables, caractéristiques des paysages de Loire-Atlantique (Sellier, 2015). Elle est délimitée par l'estuaire de la Loire au nord, la Baie de Bourgneuf et l'île de Noirmoutier à l'ouest, les faibles reliefs bordant le nord de la ville de Challans au sud et enfin la cuvette de Grand Lieu à l'est (fig. 4.1).

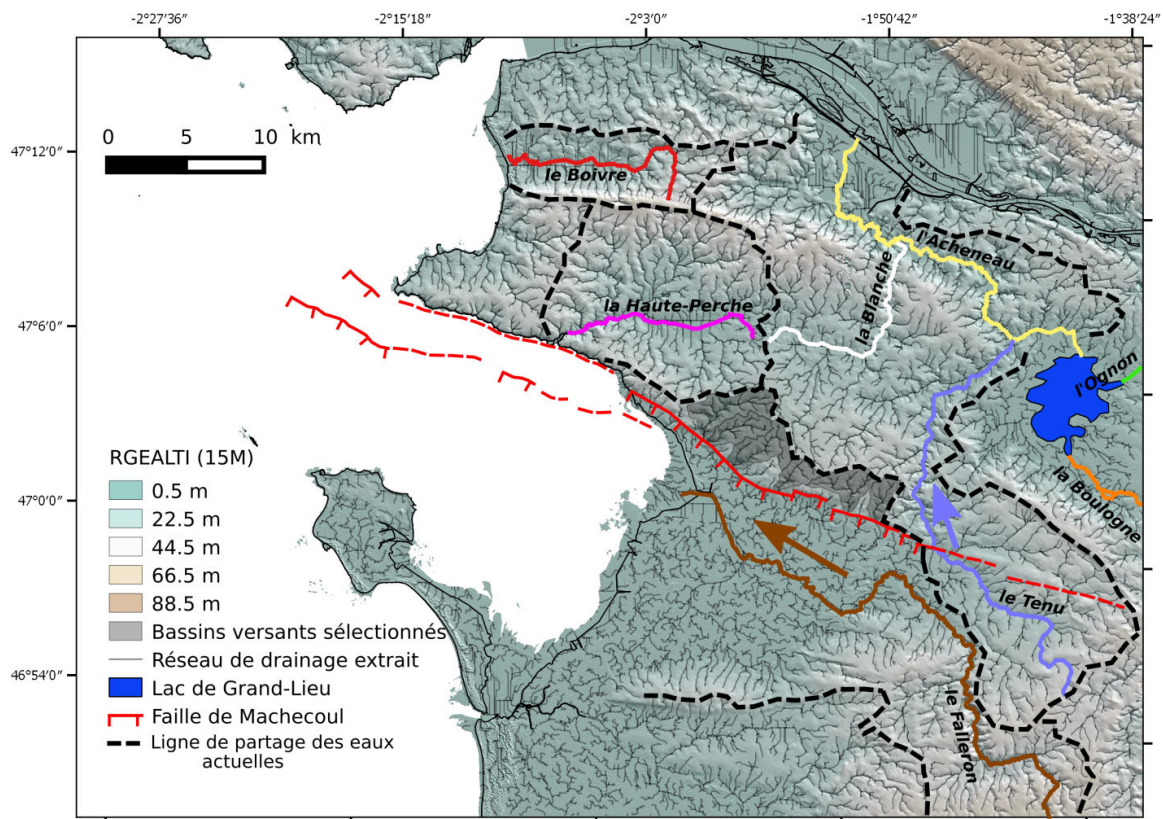


FIGURE 4.8 – Réseau de drainage de la zone d'étude. Les principaux cours d'eau et leurs bassins versants (pointillés noirs), ainsi que le lac de Grand-Lieu (en bleu) sont représentés. Le Tenu (en bleu) et la Blanche (en blanc) sont des affluents de l'Acheneau, leurs bassins versants ne sont donc pas présentés. Le tracé supposé de la faille de Machecoul (en rouge) et les bassins versants étudiés (en gris) sont également représentés.

Le motif du réseau de drainage est globalement dendritique sur l'ensemble de la zone. Les cours d'eau principaux du réseau hydrographique du Pays de Retz et du Marais Breton sont globa-

lement de direction E-W ou SE-NW, avec un sens d'écoulement vers l'ouest ou vers le nord (sauf pour la Blanche, qui s'écoule dans un premier temps vers l'est) (fig. 4.8). Certains sont très anthropisés tels que le canal de Haute-Perche et l'Acheneau.

Le Boivre et la Haute-Perche sont des petits cours d'eau côtiers (environ 16 et 14 km respectivement), mais le Falleron est plus long (environ 46 km). Ils se jettent dans l'estuaire de la Loire et la Baie de Bourgneuf et sont donc sous l'influence directe des variations du niveau marin. Les affluents du lac de Grand-Lieu sont plus longs (environ 40 km pour l'Ognon, 72 km pour la Boulogne et 30 km pour l'Acheneau).

Généralement, les motifs d'organisation du réseau de drainage sont en accord avec la pente ou les structures environnantes, sauf pour la rivière du Tenu. Le Tenu (environ 34 km) est un affluent majeur de l'Acheneau, qui s'écoule vers le nord, en traversant perpendiculairement le coteau de Pornic-Bourgneuf au niveau de la terminaison est de la faille de Machecoul.

4.5 Analyse géomorphologique du Tenu et de ses environs

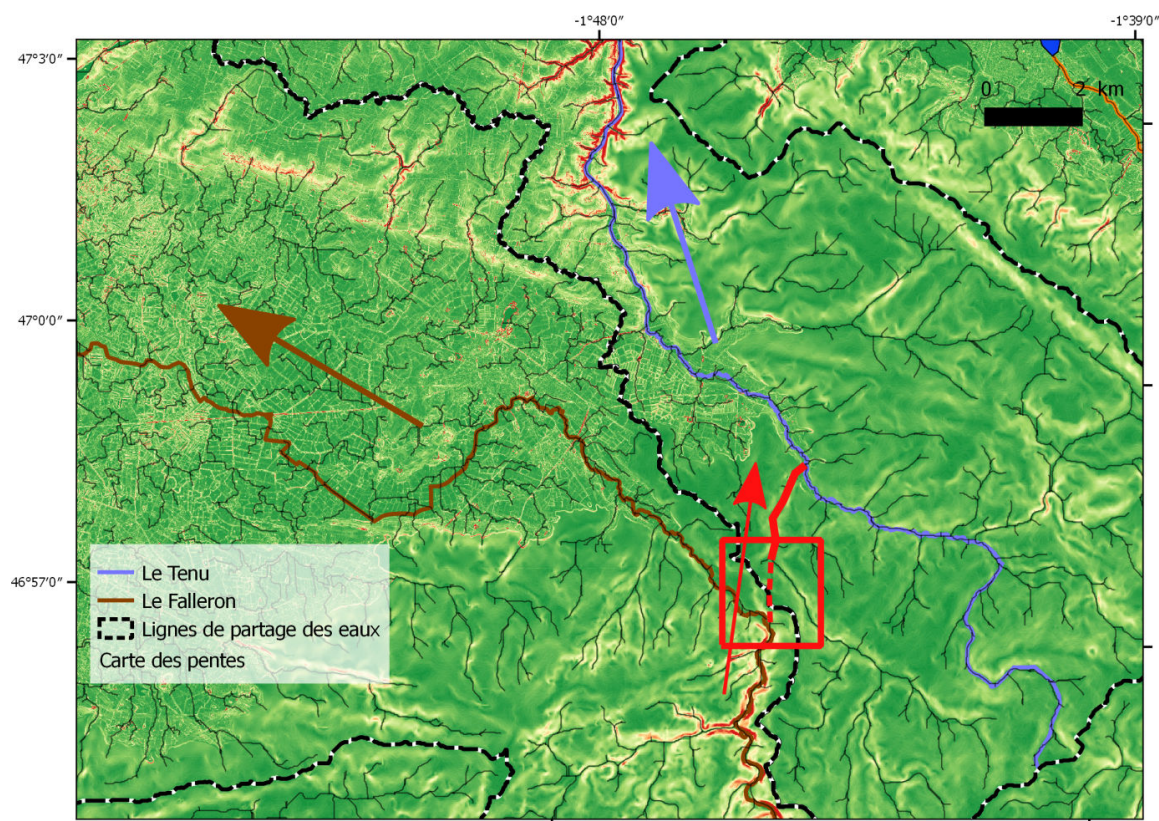


FIGURE 4.9 – Zone de capture (encadré rouge) entre le Falleron (en brun) et le Tenu (en bleu). Le sens d'écoulement des cours d'eau est indiqué par les flèches. L'ancien lit du Falleron est représenté en rouge, la vallée sèche actuelle en pointillés rouges.

Dans la partie orientale du Marais Breton, les cours du Falleron et du Tenu sont parallèles entre eux sur plus de 7 km et très proches l'un de l'autre (3 km au minimum, fig. 4.9). La ligne de partage des eaux est asymétrique car plus proche du cours d'eau central du Falleron que du cours d'eau principal du Tenu (moins de 300 m). De plus, l'étude de la carte des pentes met en évidence une vallée sèche dans une zone où la lithologie est homogène (roches du socle) reliant ces deux cours

d'eau, et une incision forte du cours du Falleron en amont de cette zone. Il s'agit probablement d'une zone de capture (fig. 4.9).

D'après la localisation de la vallée sèche, la partie amont actuelle du Falleron devait donc auparavant être un affluent du Tenu (fig. 4.10). La partie aval actuelle du Falleron (fig. 4.10 en orange), drainant le Marais Breton, devait donc être un cours d'eau ancien à part entière, s'écoulant vers l'ouest dans la Baie de Bourgneuf.

L'augmentation du pouvoir érosif de la rivière Falleron permettant la capture de la partie amont du Tenu a pu être favorisée par les variations eustatiques quaternaires, le niveau marin global ayant atteint jusqu'à -120 m au dernier maximum glaciaire (e.g. Pedoja et al., 2014). Toutefois, cet impact pourrait être limité, la Baie de Bourgneuf étant située à plus d'une centaine de kilomètres de la côte actuelle -120 m. Un autre facteur pourrait être une augmentation de la pente du cours d'eau par un basculement tectonique vers l'Ouest, associé à une activité plus importante de la faille de Machecoul immergée. Le bassin versant du Tenu, et par conséquent celui de l'Acheneau suite à la capture, a été fortement réduit mais l'écoulement du Tenu vers le Nord et donc à travers le coteau de Pornic-Bourgneuf n'a pas pour autant été modifié.

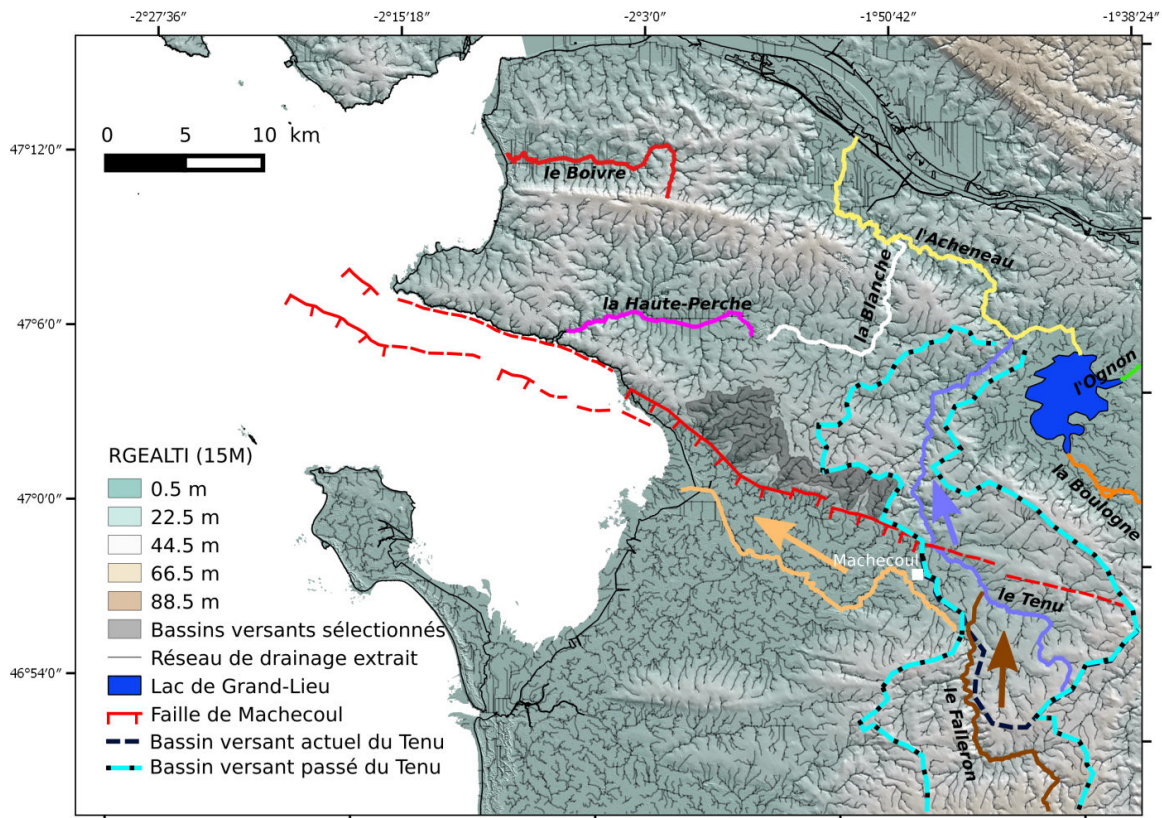


FIGURE 4.10 – Carte représentant le bassins versant du Tenu, actuellement (pointillés noirs) et avant la capture du Falleron par le cours d'eau drainant le Marais Breton (pointillés noirs et bleus).

En effet, au nord-est de Machecoul, le Tenu recoupe le coteau de Pornic-Bourgneuf et la terminaison orientale de l'escarpement topographique associé à la faille de Machecoul sous la forme d'une cluse (fig. 4.8). Il pourrait s'agir d'une antécédence (Twidale, 2004) impliquant que le Tenu ait maintenu son cours à travers une zone en soulèvement. Le Tenu est donc un candidat idéal pour tenter de déterminer l'influence de la tectonique dans sa géométrie.

4.5.1 Profil en long

Le Tenu étant un affluent de l'acheneau, le profil en long présenté dans la figure 4.11 correspond à l'ensemble du cours du Tenu, puis à partir du 36^{ème} kilomètre, au cours de l'acheneau dont l'exutoire se situe dans les Marais de Vue et la Loire (fig. 4.11 voir carte). La morphologie globale du profil du Tenu est concave mais trois seuils ont été identifiés (fig. 4.11). Le profil en long peut être divisé en 5 segments, que l'on numérotera de 1 à 5 d'amont en aval : les pentes des segments 1, 2 et 3 en amont sont élevées et diminuent progressivement pour atteindre une pente quasi nulle dans les segments 4 et 5, en aval.

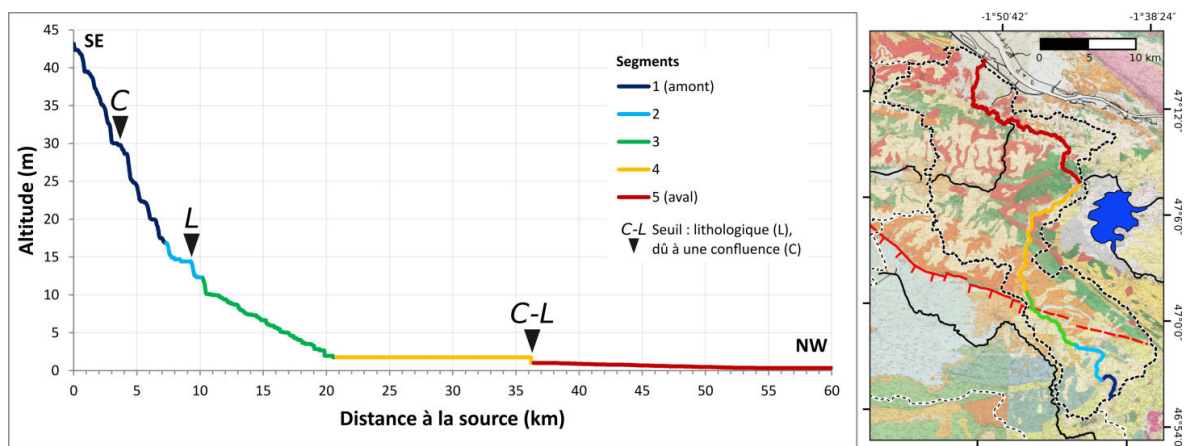


FIGURE 4.11 – Profil en long du Tenu et de l'acheneau. Les couleurs correspondent aux 5 segments de drain (graphique et carte), les triangles noirs aux seuils dus à une confluence (C) et/ou un changement de lithologie (L). Sur la carte, les limites des bassins versants sont en pointillés noirs (en gras, le bassin versant correspondant au profil en long), les autres cours d'eau sont en noir, sur fond de compilation des cartes géologiques au 50000^{ème}.

La lithologie du bassin versant du Tenu est globalement homogène et constituée en grande majorité du socle hercynien ainsi que de quelques terrains pliocènes (fig. 4.11 voir carte).

Dans le segment 1 (fig. 4.11, en bleu foncé), la lithologie est homogène et le Tenu ne traverse que des terrains composés de micaschistes. La pente est forte et régulière et le premier seuil à une altitude de 30 m correspond à une confluence.

La transition vers le segment 2 (fig. 4.11, en bleu clair), associée à un seuil, correspond à un changement de lithologie du socle, des micaschistes aux rhyolites.

Dans le segment 3 (fig. 4.11, en vert), la tendance de la pente diminue considérablement, mais redevient régulière. Le cours du Tenu est parallèle à la faille de Machecoul sur environ 1,8 km puis traverse le relief de la faille. Aucun seuil ne se situe sur le tracé de la faille. Son activité en surface est donc soit nulle, soit pas assez importante pour perturber le profil en long du Tenu.

Le dernier seuil entre le segment 4 (fig. 4.11, en jaune) et le segment 5 (en rouge) du profil semble être lié à un changement de lithologie et à la confluence avec l'acheneau (fig. 4.11).

4.6 Etude du relief du Pays de Retz

Afin d'analyser le relief dans la zone du Pays de Retz, nous avons réalisé un profil enveloppe au nord de la faille de Machecoul et parallèle à celle-ci afin d'analyser l'incision de l'escarpement topographique associé (fig. 4.12).

4.6.1 Les profils enveloppe

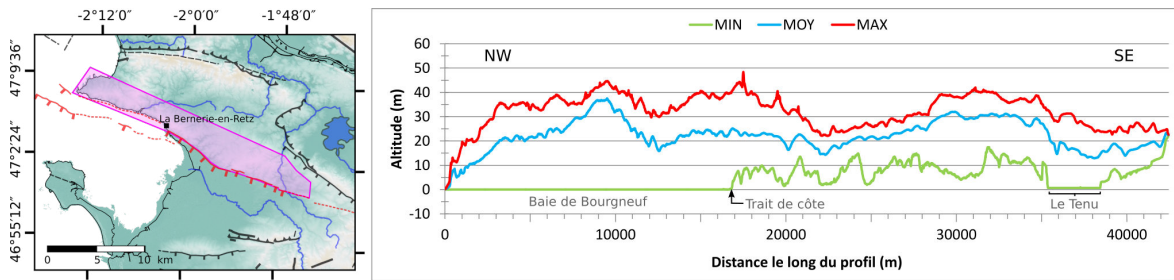


FIGURE 4.12 – Profils enveloppe topographiques du Pays de Retz (encadré rose). Les valeurs minimum (en vert), moyenne (en bleu) et maximum (en rouge) sont représentées en chaque point du profil selon la distance le long du profil.

D'après le profil enveloppe maximum (fig. 4.12 en rouge), l'altitude maximale du relief est d'environ 45 m sur l'ensemble de la zone. L'absence de variation latérale significative de l'altitude maximale d'ouest en est (fig. 4.12 en rouge) ne suggère pas de mouvement vertical différentiel latéralement à la faille depuis la formation du relief. Cependant, la différence entre le profil maximal et le profil minimal au niveau du segment de faille oblique à l'est de la Bernerie-en-Retz dans la zone littorale est faible et suggère plutôt un faible mouvement tectonique. La courbe enveloppe moyenne montre des valeurs plus proches de la courbe enveloppe maximum que celle de la courbe enveloppe minimum. Cette asymétrie plaide en faveur d'une incision récente du relief.

4.6.2 Les indices du relief

Nous avons calculé le relief résiduel et l'incision dans le Pays de Retz et la zone de Machecoul. Les zones sans données, où apparaît l'ombrage du MNT utilisé pour calculer les deux indices sur la figure 4.13 sont des zones à valeurs négatives. Ces valeurs sont induites par l'interpolation qui "lisse" les surfaces, ce qui amène parfois à avoir des surfaces enveloppe maximum moins hautes que les surfaces enveloppe minimum (fig. 4.7 encadrés roses). Il faut alors considérer pour ces zones que l'incision et le relief résiduel sont quasi nuls.

Le relief résiduel dans la zone étudiée est compris entre 0 et 19 m et l'incision entre 0 et 17 m (fig. 4.13). L'île de Noirmoutier, le Marais Breton, la cuvette de Grand-Lieu et l'estuaire de la Loire présentent de très faibles valeurs de relief résiduel et d'incision. Des valeurs négatives indiquant une incision quasi nulle sont aussi observées sur les reliefs du Pays de Retz, pouvant être interprétés comme des paléosurfaces préservées (Telbisz et al., 2013).

Les plus fortes valeurs d'incision et de relief résiduel sont très localisées et situées à proximité des cours d'eaux principaux (fig. 4.13) :

- le Falleron, dans sa partie amont, avant la zone de capture mise à jour dans cette étude (figs. 4.9 et 4.10). Cette incision pourrait être liée à l'érosion régressive produite par la capture.
- le Tenu, dans sa partie aval, au nord du relief de la faille de Machecoul (fig. 4.11, segment 4). Cette incision marque peut-être un soulèvement du relief lié à l'activité de cette faille.
- la partie aval du canal de Haute-Perche traversant le relief associé à la faille.

Les fortes valeurs du relief résiduel et d'incision situées à proximité de l'estuaire de la Loire et des Marais de Vue semblent être en corrélation avec l'activité du CSA au nord de la Loire et la

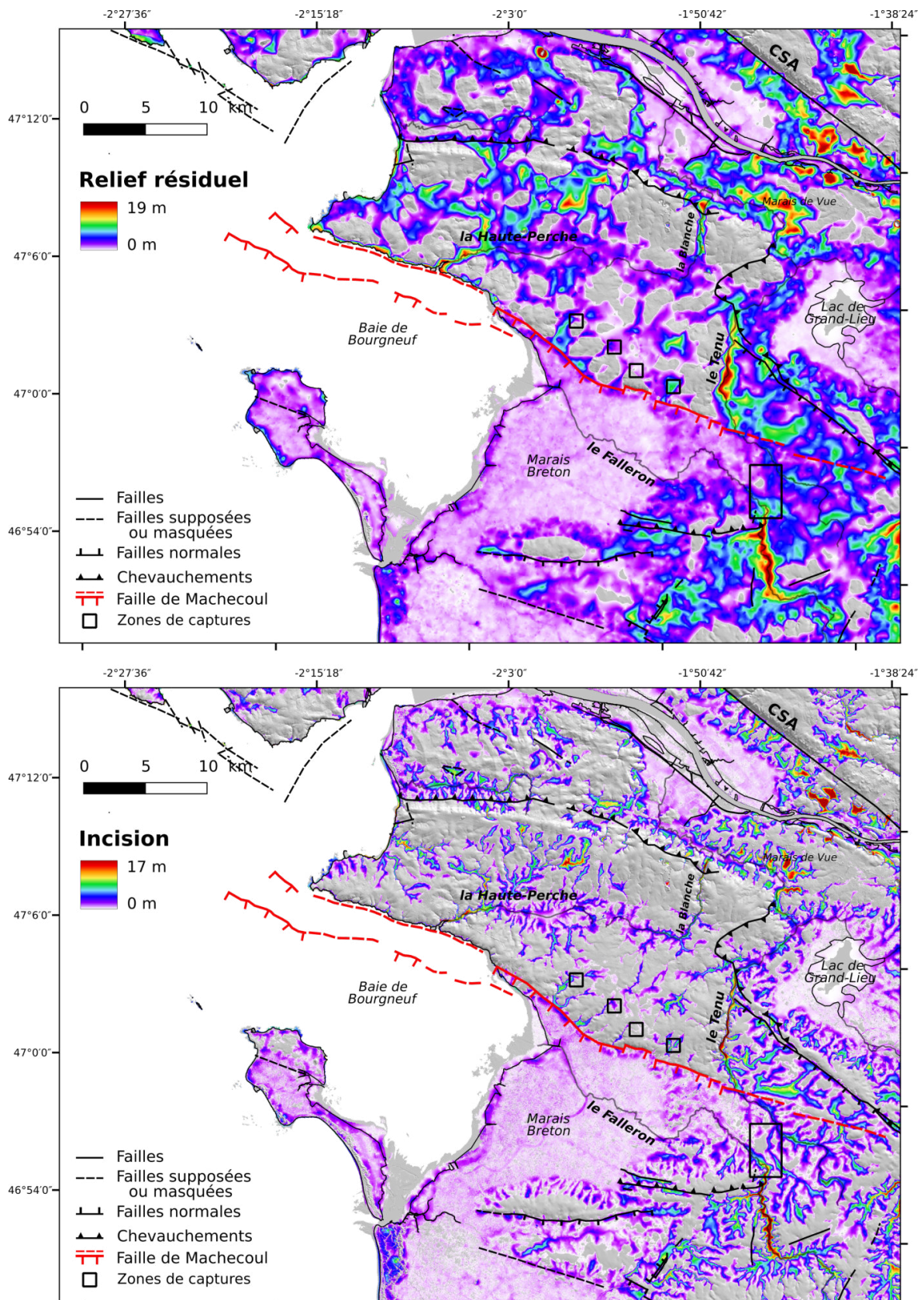


FIGURE 4.13 – Représentation du relief résiduel (en haut) et de l'incision (en bas) du Pays de Retz et du Marais Breton. Le fond de carte correspond à l'ombrage du MNT RGEALTI 10M utilisé.

partie amont du cours de l'Acheneau formant plusieurs coudes, à proximité de sa confluence avec la Blanche.

4.7 Etude des bassins versants mineurs au nord de la faille de Mache-coul

Notre étude va se concentrer sur 6 bassins versants mineurs faisant partie du bassin versant du Falleron et drainant l'escarpement topographique longeant la faille de Mache-coul (fig. 4.8 en gris).

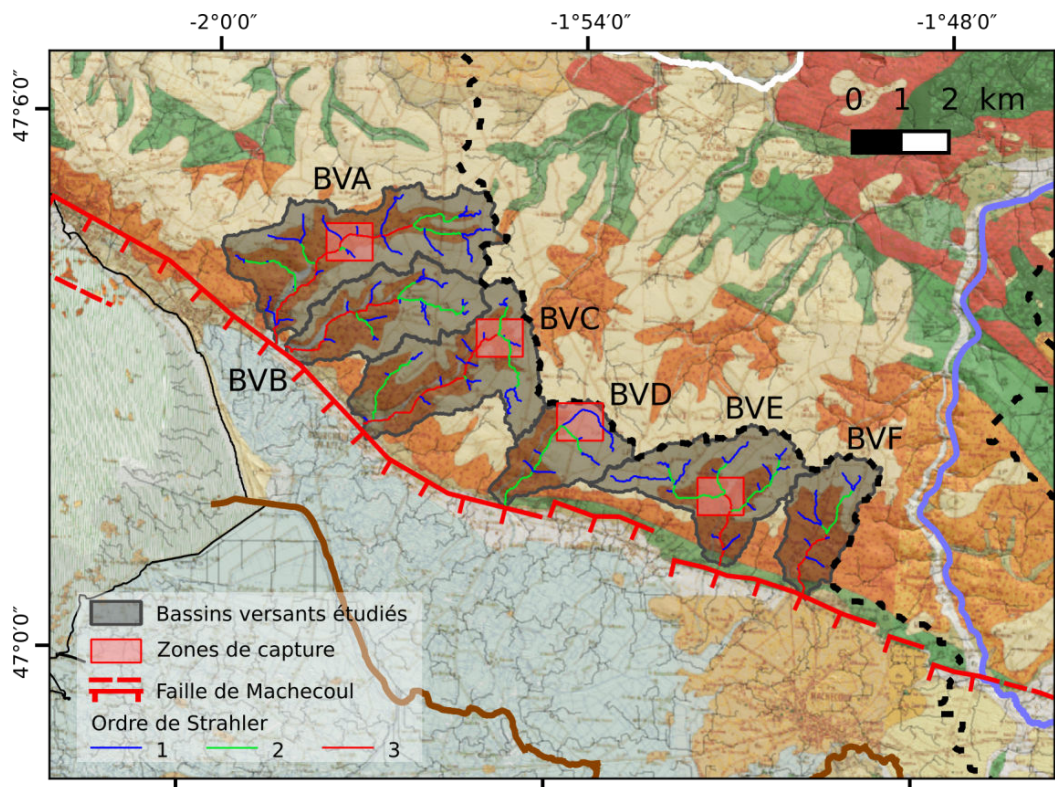


FIGURE 4.14 – Carte représentant les 6 bassins versants (BV) étudiés, A à F d'ouest en est (en gris), sur fond de carte géologique au 50 000 ème. Leur réseau de drainage (d'après l'ordre de la classification de Strahler), les zones de captures identifiées (encadrés rouge), le Tenu (en bleu), le Falleron (en brun) et la Blanche (en blanc), ainsi que les lignes de partage des eaux (pointillés noirs) sont représentés.

La délimitation de ces bassins versants a été obtenue avec le logiciel Rivertools (Peckham, 2003) à partir du réseau hydrographique précédemment généré, en sélectionnant la position de la source et de l'exutoire du drain principal de chaque bassin versant. Chaque exutoire a été choisi le long du tracé de la faille.

4.7.1 Lithologie et réseau de drainage

Pour pouvoir comparer entre plusieurs bassins versants les paramètres morphométriques que nous allons calculer par la suite, il est important de vérifier que ces bassins présentent les mêmes caractéristiques lithologiques. Les 6 bassins versants A à F ont des lithologies correspondantes et sont tous situés dans le socle métamorphique hercynien, majoritairement dans les porphyroïdes (fig. 4.14 en orange). Seuls les exutoires des bassins D, E et F sont situés dans les micaschistes (fig.

4.14 en vert), mais l'aire drainée dans cette lithologie est négligeable au vu de la taille des bassins versants. Pour les bassins A, B et C, l'exutoire se trouve dans des formations de colluvions, datées du Pliocène (fig. 4.16).

L'orientation des drains principaux est globalement SW-NE et le sens d'écoulement vers le sud (fig. 4.14). Cependant, on observe que plusieurs drains (fig. 4.14, A, C, D et E) se réorientent de l'amont vers l'aval en formant un coude plus ou moins marqué (fig. 4.14 encadrés rouges). Les coudes très marqués peuvent indiquer des phénomènes de capture à l'encontre des bassins versants localisés de l'autre côté de l'interfluve et drainant vers le Nord. Ces captures peuvent être favorisées par une érosion régressive des drains de l'escarpement suite à une baisse du niveau marin ou à un basculement tectonique vers l'ouest du bloc supérieur de la faille normale de Machecoul.

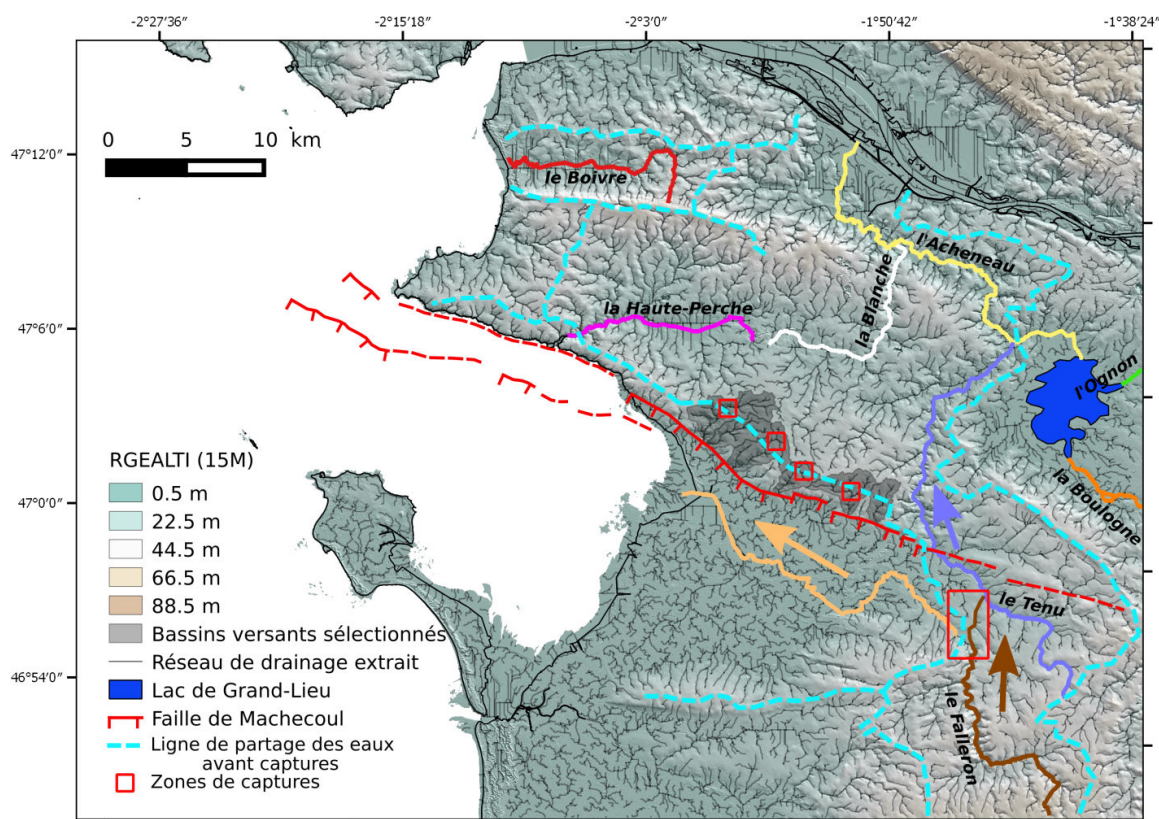


FIGURE 4.15 – Organisation du réseau de drainage et des bassins versants (pointillés bleus) avant la perte du Falleron par le Tenu et les captures mises en évidence dans les bassins versants (encadrés rouges).

L'alignement des coudes de captures dans les bassins versants étudiés nous renseigne sur la position de l'ancien interfluve des bassins de l'Acheneau (au nord) et du Falleron (au sud), qui pourrait avoir été parallèle au coteau de Pornic-Bourgneuf (fig. 4.15 pointillés bleus).

4.7.2 Les indices morphométriques

Nous avons ensuite calculé certains indices morphométriques pour chaque bassin afin de tenter de détecter le signal tectonique du mouvement de la faille de Machecoul.

Le facteur de forme des bassins versants étudiés est compris entre 0,51 et 0,60 (fig. 4.16). Le bassin le plus allongé (bassin A) est le plus proche de la côte.

Nom Bassin	Ordre de Strahler	Aire (km ²)	Diamètre max. (km)	Facteur de forme	Intégrale hypsométrique	Incision moyenne	Relief local moyen	SL moyen	Ksn moyen	Lithologie (exutoire)
BVA	3	9.31	5.93	0.51	0.51	2.56	3.15	0.049	5.89	porphyroïdes (colluvions)
BVB	3	5.50	4.37	0.54	0.65	2.26	2.89	0.037	5.24	porphyroïdes (colluvions)
BVC	3	7.26	4.47	0.60	0.61	2.56	2.55	0.046	6.61	porphyroïdes (colluvions)
BVD	2	3.65	3.16	0.60	0.67	1.53	1.61	0.055	7.73	porphyroïdes (micaschistes)
BVE	3	6.25	4.77	0.52	0.64	2.59	3.30	0.059	8.36	porphyroïdes (micaschistes)
BVF	3	3.59	3.17	0.60	0.60	1.52	1.78	0.045	6.31	porphyroïdes (micaschistes)

FIGURE 4.16 – Indices morphométriques calculés pour les 6 bassins versants étudiés situés au nord de la faille de Machecoul (fig. 4.14). Couleurs selon les valeurs des indices (rouge foncé, valeur maximale de l'indice et bleu foncé, valeur minimale), sauf pour la colonne lithologie dont les couleurs correspondent à celles de la carte géologique (fig. 4.14).

Les indices du relief

Pour les 6 bassins versants sélectionnés, les valeurs du relief résiduel et d'incision sont compris entre 0 et 11 m (cartes zoomées en annexe B.1). Nous avons extrait la valeur moyenne de ces deux indices pour chaque bassin versant (fig. 4.16). Les bassins versants présentant les plus fortes valeurs du relief résiduel et de l'incision sont les bassins A, C et E. Les bassins versants présentant des coudes sont les bassins ayant les valeurs du relief et de l'incision les plus élevées, exception faite du bassin D pour lequel le relief résiduel moyen est le plus faible. Les captures potentielles seraient à l'origine de cette incision plus marquée.

Les indices de pente

Nous avons calculé les indices de pente S_L et ks pour chaque portion de drain, et nous avons moyenné les indices pour chaque bassin versant (fig. 4.16). Les indices les plus élevés correspondent aux drains les plus pentés, ainsi qu'aux zones coudées indiquant la localisation de seuils liés aux captures. Ainsi, les bassins E et D ont les S_L et ks les plus forts, alors que le bassin B a les S_L et ks les plus faibles.

L'intégrale hypsométrique

Les valeurs d'intégrale hypsométrique (IH) obtenues pour les bassins versants étudiés sont comprises entre 0,51 et 0,67. La majorité des bassins versants (5/6) ont une $IH \geq 0,6$, traduisant donc un relief jeune et immature à fort potentiel érosif. Seul le bassin A, avec une valeur de l'IH de 0,51 présente une courbe concavo-convexe (fig. 4.17 en violet) traduisant un équilibre entre les processus de sédimentation et d'érosion.

Cependant, lorsque les bassins ne sont pas à l'équilibre, la taille du bassin versant influe fortement sur la valeur de l'intégrale hypsométrique (Hancock and Willgoose, 2001; Cheng et al., 2012). Plus l'aire du bassin versant est grande, plus l'IH est faible. Il convient donc de comparer des bassins versants d'aire drainée équivalente. Ainsi, le bassin A qui a l'aire la plus grande parmi les bassins versants étudiés, a l'IH la plus faible, et inversement pour le bassin D (aire la plus petite, IH la plus forte).

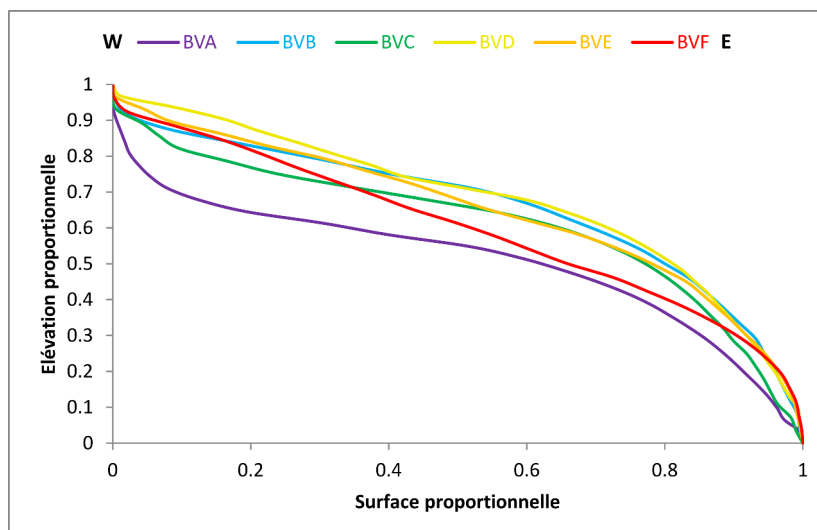


FIGURE 4.17 – Courbes hypsométriques des bassins versants A à F (fig. 4.14 en gris). Les valeurs des intégrales hypsométriques de chaque bassin sont reportées dans le tableau de la figure 4.16.

Les différents indices morphométriques que nous avons calculés pour les bassins versants drainant le footwall ne montrent donc pas de gradient E-W de l'incision pouvant être associé à une différence de vitesse verticale du mouvement le long de la faille.

4.8 Synthèse

L'étude du relief nous a permis de déterminer que le bloc inférieur de la faille de Machecoul a une altitude maximale homogène d'environ 45 m tout au long de la faille de Machecoul. Il pourrait correspondre à une surface d'abrasion préservée d'âge Pliocène, illustrant le niveau marin maximal atteint dès lors (Barbaroux et al., 1983). L'homogénéité du relief sur l'ensemble du bloc inférieur ne suggère pas de mouvement vertical différentiel latéralement à la faille depuis la formation du relief. Enfin, les faibles valeurs des indices du relief indiquent une incision récente de ce relief.

La rivière du Tenu recoupe l'escarpement topographique associé à la faille de Machecoul au nord-est de Machecoul avec un sens d'écoulement inverse à la pente de l'escarpement tectonique sans que son profil en long ne soit perturbé. L'absence de seuil suggère une activité de la faille soit nulle, soit trop faible pour modifier la géométrie du drainage. Toutefois, la forte incision du cours du Tenu dans le bloc inférieur pourrait traduire un soulèvement du relief long terme lié à l'activité de la faille.

Une autre zone fortement incisée correspond à la partie amont de la rivière du Falleron dans le bloc supérieur de la faille. Cette zone d'incision est liée à la capture de la partie amont de la rivière du Tenu par la rivière du Falleron. D'autres captures ont été mises en évidence dans les bassins versants mineurs drainant le bloc inférieur en faveur de drains drainant le bloc supérieur. Ces captures pourraient être liées soit à une baisse du niveau marin, soit à un basculement vers l'ouest du bloc inférieur produit par l'activité de la faille augmentant vers l'ouest. Cette augmentation du mouvement vertical vers l'ouest n'est toutefois pas mise en évidence par un gradient vers l'ouest des indices morphométriques des bassins mineurs drainant le bloc inférieur.

4.9 Références

- Ahnert, F. (1970). Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large, mid-latitude drainage basins. *American Journal of Science*, 268(3) :243–263. 105
- Ahnert, F. (1984). Local relief and the height limits of mountain ranges. *American Journal of Science*, 284(9) :1035–1055. 107
- Baize, S., Cushing, M., Lemeille, F., Granier, T., Grellet, B., Carbon, D., Combes, P., and 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*, volume 175. Société géologique de France. 98
- Barbaroux, L., Cavet, P., et al. (1983). Notice explicative de la carte géologique de France 1/50 000, feuille de Nort-sur-Erdre (1222). *BRGM, Orléans, 48p.* 119
- Baulig, H. (1926). Sur une méthode altimétrique d'analyse morphologique appliquée à la Bretagne péninsulaire. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 3(10) :7–9. 107
- Bishop, P., Hoey, T. B., Jansen, J. D., and Artza, I. L. (2005). Knickpoint recession rate and catchment area : the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms : The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 30(6) :767–778. 105, 106
- Bull, W. B. (2011). *Tectonically active landscapes*. John Wiley & Sons. 108
- Burbank, D. W. and Anderson, R. S. (2011). *Tectonic geomorphology*. John Wiley & Sons. 105, 107
- Castillo, M., Bishop, P., and Jansen, J. D. (2013). Knickpoint retreat and transient bedrock channel morphology triggered by base-level fall in small bedrock river catchments : the case of the isle of jura, scotland. *Geomorphology*, 180 :1–9. 105
- Champagnac, J.-D., Valla, P. G., and Herman, F. (2014). Late-Cenozoic relief evolution under evolving climate : A review. *Tectonophysics*, 614 :44–65. 107
- Cheng, K.-Y., Hung, J.-H., Chang, H.-C., Tsai, H., and Sung, Q.-C. (2012). Scale independence of basin hypsometry and steady state topography. *Geomorphology*, 171 :1–11. 109, 118
- Davis, W. M. (1899). The geographical cycle. *The Geographical Journal*, 14(5) :481–504. 105
- Davis, W. M. (1909). The systematic description of land forms. *The Geographical Journal*, 34(3) :300–318. 108
- Dehbozorgi, M., Pourkermani, M., Arian, M., Matkan, A., Motamedi, H., and Hosseiniasl, A. (2010). Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Sarvestan area, central Zagros, Iran. *geomorphology*, 121(3-4) :329–341. 108
- Delcaillau, B. (2011). *Géomorphologie : interaction tectonique, érosion, sédimentation*. Vuibert. 98
- Delunel, R., Van Der Beek, P. A., Carcaillet, J., Bourlès, D. L., and Valla, P. G. (2010). Frost-cracking control on catchment denudation rates : Insights from in situ produced ¹⁰Be concentrations in stream sediments (eocrins–pelvoux massif, french western alps). *Earth and Planetary Science Letters*, 293(1-2) :72–83. 107

- Duvall, A., Kirby, E., and Burbank, D. (2004). Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 109(F3). 105, 110
- England, P. and Molnar, P. (1990). Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology*, 18(12) :1173–1177. 98, 105
- Fielding, E., Isacks, B., Barazangi, M., and Duncan, C. (1994). How flat is Tibet? *Geology*, 22(2) :163–167. 107
- Fielding, E. J. (1996). Tibet uplift and erosion. *Tectonophysics*, 260(1-3) :55–84. 107
- Flint, J. (1974). Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resources Research*, 10(5) :969–973. 109
- Foster, D., Brocklehurst, S. H., and Gawthorpe, R. L. (2008). Small valley glaciers and the effectiveness of the glacial buzzsaw in the northern Basin and Range, USA. *Geomorphology*, 102(3-4) :624–639. 107
- Fryirs, K. A. and Brierley, G. J. (2012). *Geomorphologic analysis of river systems : an approach to reading the landscape*. John Wiley & Sons. 108
- Gautier, M. (1969). Les sablières des environs de Pornic (L.-A.) et le Pliocène du pays de Retz. *Norvès*, 62(1) :155–176. 98, 102
- Hack, J. T. (1957). *Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland*, volume 294. US Government Printing Office. 105, 109
- Hack, J. T. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the US Geological Survey*, 1(4) :421–429. 109
- Hack, J. T. (1975). Dynamic equilibrium and landscape evolution. *Theories of landform development*, 1 :87–102. 105
- Hancock, G. and Willgoose, G. (2001). Use of a landscape simulator in the validation of the SIBERIA catchment evolution model : declining equilibrium landforms. *Water Resources Research*, 37(7) :1981–1992. 118
- Hovius, N. (1995). *Macro scale process systems of mountain belt erosion and sediment delivery to basins*. PhD thesis, University of Oxford. 107
- Johnson, C. B., Furlong, K. P., and Kirby, E. (2009). Integrated geomorphic and geodynamic modeling of a potential blind thrust in the san francisco bay area, california. *Tectonophysics*, 471(3-4) :319–328. 107
- Kirby, E. and Whipple, K. X. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44 :54–75. 98, 110
- Kobor, J. S. and Roering, J. J. (2004). Systematic variation of bedrock channel gradients in the central Oregon Coast Range : implications for rock uplift and shallow landsliding. *Geomorphology*, 62(3-4) :239–256. 109

- Larue, J.-P. (2005). Tectonique, érosion et hydrographie sur la bordure nord-ouest du Massif central (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 11(4) :275–296. 109
- Larue, J.-P. (2014). Profils longitudinaux et ruptures de pente : enseignements géomorphologiques en Bretagne du sud. *Physio-Géo. Géographie physique et environnement*, (Volume 8) :49–65. 106
- Montgomery, D. R. and Brandon, M. T. (2002). Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters*, 201(3-4) :481–489. 107
- Nexer, M. (2015). *Etude conjointe des réseaux de drainage et des paléocôtes plio-quadernaires soulevées : exemples de l'Indonésie et du golfe Normand Breton*. PhD thesis, Université de Caen Normandie. 108
- Nexer, M., Authemayou, C., Schildgen, T., Hantoro, W. S., Molliex, S., Delcaillau, B., Pedroja, K., Husson, L., and 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. 98, 108, 110
- Peckham, S. (2003). RiverTools User's Guide. *Boulder, CO : Rivix, LLC*. 106, 116
- Pedroja, K., Husson, L., Johnson, M. E., Melnick, D., Witt, C., Pochat, S., Nexer, M., Delcaillau, B., Pinegina, T., Poprawski, Y., et al. (2014). Coastal staircase sequences reflecting sea-level oscillations and tectonic uplift during the Quaternary and Neogene. *Earth-Science Reviews*, 132 :13–38. 112
- Penck, W. (1953). Morphological analysis of land forms : a contribution to physical geology. 105
- Peters, G. and van Balen, R. T. (2007). Tectonic geomorphology of the northern Upper Rhine graben, Germany. *Global and Planetary Change*, 58(1-4) :310–334. 109
- Raimbault, C. (2017). *Evolution géomorphologique du littoral granitique sud-armoricain : approche terre-mer*. PhD thesis, Normandie Université. 108
- Roe, G. H., Montgomery, D. R., and Hallet, B. (2003). Orographic precipitation and the relief of mountain ranges. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 108(B6). 105
- Seidl, M. A., Dietrich, W. E., and Kirchner, J. W. (1994). Longitudinal profile development into bedrock : An analysis of hawaiian channels. *The Journal of Geology*, 102(4) :457–474. 105
- Seidl, M. A., Finkel, R. C., Caffee, M. W., Hudson, G. B., and Dietrich, W. E. (1997). Cosmetic isotope analyses applied to river longitudinal profile evolution : Problems and interpretations. *Earth Surface Processes and Landforms : The Journal of the British Geomorphological Group*, 22(3) :195–209. 105
- Sellier, D. (2015). Le bassin de Grand-Lieu (Loire-Atlantique) : relief et patrimoine géomorphologique. *Cahiers nantais*, (2015-2) :57–75. 99, 102, 110, 273
- Snyder, N. P., Whipple, K. X., Tucker, G., and Merritts, D. (2002). Interactions between onshore bedrock-channel incision and nearshore wave-base erosion forced by eustasy and tectonics. *Basin Research*, 14(2) :105–127. 105

- Snyder, N. P., Whipple, K. X., Tucker, G. E., and Merritts, D. J. (2000). Landscape response to tectonic forcing : Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society of America Bulletin*, 112(8) :1250–1263. 110
- Stock, J. D. and Montgomery, D. R. (1999). Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 104(B3) :4983–4993. 105
- Strahler, A. N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63(11) :1117–1142. 109
- Strahler, A. N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6) :913–920. 109
- Telbisz, T., Kovács, G., Székely, B., and Szabó, J. (2013). Topographic swath profile analysis : a generalization and sensitivity evaluation of a digital terrain analysis tool. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 57(4) :485–513. 107, 114
- Ters, M. et al. (1979). Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50 000, feuille de Machecoul (XI-24). *BRGM, Orléans*, 36p. 98
- Ters, M. et al. (1982). Notice explicative de la carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu (XII-24). *BRGM, Orléans*, 82p. 98
- Tricart, J. and Cailleux, A. (1957). Cours de géomorphologie : première partie : géomorphologie structurale. 107
- Troiani, F. and Della Seta, M. (2008). The use of the Stream Length–Gradient index in morphotectonic analysis of small catchments : A case study from Central Italy. *Geomorphology*, 102(1) :159–168. 109
- Tucker, G. and Whipple, K. (2002). Topographic outcomes predicted by stream erosion models : Sensitivity analysis and intermodel comparison. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 107(B9). 106
- Twidale, C. (2004). River patterns and their meaning. *Earth-Science Reviews*, 67(3-4) :159–218. 112
- Wegmann, K. W. and Pazzaglia, F. J. (2009). Late Quaternary fluvial terraces of the Romagna and Marche Apennines, Italy : Climatic, lithologic, and tectonic controls on terrace genesis in an active orogen. *Quaternary Science Reviews*, 28(1-2) :137–165. 107
- Whipple, K. X. (2001). Fluvial landscape response time : How plausible is steady-state denudation? *American Journal of Science*, 301(4-5) :313–325. 105, 106
- Whipple, K. X. (2004). Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32 :151–185. 109
- Wobus, C., Whipple, K. X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D., and Willett, S. (2006). Tectonics from topography : Procedures, promise, and pitfalls. *Special papers-geological society of america*, 398 :55. 98, 105, 109

Wyns, R. (1986). Etude géoprospective du Massif Armoricaïn. Evolution tectonique de la partie Sud-Est du Massif Armoricaïn au Plio-Quaternaire : Essai de quantification des déformations et projection dans le million d'années à venir. *Rapport BRGM 86SGN100660*. 98, 102

Chapitre 5

Géométrie du bassin et des dépôts sédimentaires plio-quaternaires en Vendée littorale : approche terre-mer

Sommaire

5.1 Approche gravimétrique	129
5.1.1 Principe de la gravimétrie	129
5.1.2 Données et calcul des anomalies	130
5.2 Les données de forages	134
5.2.1 La BSS	134
5.2.2 Méthodologie	134
5.3 Les campagnes océanographiques antérieures	139
5.3.1 Historique des campagnes	139
5.3.2 Présentation de la zone d'étude	140
5.4 Les campagnes réalisées dans le cadre de cette thèse	144
5.4.1 La mission RETZ1 (DOI en attente)	144
5.4.2 La mission RETZ2	145
5.5 Outils d'acquisition des données géophysiques	145
5.5.1 Bathymétrie	146
5.5.2 Sismique réflexion marine	148
5.5.3 Conditions d'acquisition	150
5.6 Traitement des données géophysiques	150
5.6.1 Bathymétrie	150
5.6.2 La sismique Sparker	153
5.6.3 La sismique CHIRP	153
5.7 Exploitation des données	154
5.7.1 Interprétation des données de sismique réflexion	154
5.7.2 Calcul du remplissage sédimentaire récent	155
5.8 Géométrie et remplissage du bassin à terre : approche gravimétrique	159
5.8.1 L'anomalie de Bouguer	159
5.8.2 Modélisation	164
5.8.3 Conclusion et Perspectives	169

5.9	Interprétation des données de sismique réflexion (RETZ1 et 2)	171
5.9.1	Description des unités sismiques	172
5.9.2	Les profils	175
5.9.3	Apport des données de sismique	185
5.9.4	Conclusion et perspectives	189
5.10	Etude terre-mer du remplissage sédimentaire néogène à quaternaire	190
5.10.1	A terre	191
5.10.2	En mer	194
5.10.3	Apport de l'étude terre-mer des dépôts	196
5.11	Morphologie des fonds, répartition et dynamique des formations sédimentaires superficielles en mer	199
5.11.1	Notions	199
5.11.2	Nos données et résultats	199
5.11.3	Schéma interprétatif du transport sédimentaire résiduel	204
5.12	Références	207

Introduction

Ce chapitre présente l'approche pluridisciplinaire terre-mer que nous avons déployée afin d'étudier la géométrie et le remplissage des bassins sédimentaires du Marais Breton et de la Baie de Bourgneuf étant donné la position littorale de notre zone d'étude.

Il est composé de trois parties :

- la première partie présente les outils et méthodes utilisés à terre afin de réaliser une étude gravimétrique et analyser une base de données de forages
- la seconde partie comprend une partie introductive présentant les campagnes antérieures à nos travaux ainsi que leurs principaux résultats permettant d'établir le contexte maritime de notre zone d'étude. Les outils et méthodes déployés lors des deux campagnes de géophysique marine dans la Baie de Bourgneuf réalisées au cours de cette thèse sont ensuite présentés
- enfin, la troisième partie présente l'ensemble des résultats obtenus à terre et en mer.

Première partie

Méthodologie appliquée à terre

5.1 Approche gravimétrique

Introduction

La gravimétrie est un outil classiquement utilisé pour la caractérisation de structures locales, telles que des bassins sédimentaires (e.g. Wyns, 1991; Jaeger, 1967) ou pour déterminer la présence de failles et leur géométrie de subsurface (e.g. Wada et al., 2017). Si cet outil nécessite souvent d'être couplé à d'autres méthodes d'explorations géophysique (sismique, électrique ...) ou de contraintes géologiques indépendantes, la gravimétrie reste une technique efficace pour évaluer la géométrie des structures et la nature des terrains. Sa facilité de mise en oeuvre et son coût peu élevé permettent de couvrir des surfaces d'exploration bien plus grandes que les profils sismiques ou les forages, qui restent limités dans l'espace.

La faille de Machecoul, orientée globalement NW-SE, est bordière des bassins du Marais Breton et de la Baie de Bourgneuf. Dans le MA, les accidents NNW-SSE présentent des alignements de grabens tertiaires tels que les bassins de Saffré et Nort/Erdre situés le long de la faille de Nort/Erdre, ou les grabens de Céaucé, Domfront et Chantrigné caractérisés par des anomalies gravimétriques jalonnant la faille de la Mayenne (Wyns, 1991). Le long des accidents NE-SW, les grabens tertiaires sont de même âge mais moins profonds, comme par exemple le principal alignement formé par les bassins de Nogent-le-Rotrou, La Ferté Bernard, Ecommoy et Baugé aux environs du Mans (Wyns, 1991).

Nous nous proposons ici d'utiliser les données gravimétriques existantes dans la zone d'étude afin d'étudier la signature du Marais Breton et déterminer si elles suffisent à contraindre la profondeur du bassin et son épaisseur sédimentaire. L'analyse du signal gravimétrique pourrait également permettre, entre autres, d'étudier la continuité latérale de la faille de Machecoul, qui s'atténue dans le relief (figs. 4.2 et 4.3 planche B).

5.1.1 Principe de la gravimétrie

La gravimétrie est une méthode de champ potentiel, qui utilise les variations du champ de pesanteur en surface pour caractériser les variations de densité dans le sous-sol. En effet, la pesanteur sera plus forte à l'aplomb d'un corps dense (et plus faible pour un corps léger).

La valeur de pesanteur (g) mesurée intègre 4 effets : la force centrifuge, le champ d'attraction exercé par les corps célestes Lune et Soleil, la force de cohésion et le champ Newtonien. Dans notre cas, seuls les effets des structures du sous-sol nous intéressent. On se rapporte alors à un modèle théorique de Terre (sphérique, homogène et en rotation), et les différences enregistrées entre le champ de pesanteur réel et celui généré par le modèle (l'ellipsoïde), reflèteront les effets des hétérogénéités de densité dans le sol. Une anomalie gravimétrique est donc la différence entre la pesanteur réelle mesurée de la Terre et la pesanteur théorique calculée sur l'ellipsoïde de référence.

Pour parvenir à interpréter correctement ces anomalies, il est nécessaire d'appliquer des corrections afin de s'assurer que cette différence entre observé et calculé ne reflète que la répartition des masses internes et supprimer les effets de l'altitude et de la topographie, considérés comme du bruit.

La correction à l'air libre permet tout d'abord de tenir compte des différences d'altitude. On calcule la valeur de la pesanteur théorique pour la même altitude que le point de mesure. Une fois cette correction appliquée, on obtient l'anomalie à l'air libre.

La correction de Bouguer permet dans un deuxième temps de prendre en compte l'effet des masses situées entre le point de mesure et l'ellipsoïde (ignoré dans la correction à l'air libre). Classiquement, on distingue l'anomalie de Bouguer simple, pour laquelle une simple correction de plateau (couche homogène et infinie) est effectuée, de l'anomalie de Bouguer complète, qui intègre une correction de relief/terrain pour prendre en compte le relief à proximité du point de mesure. En général, les corrections de Bouguer sont calculées avec une densité moyenne constante (2,67). Si la zone d'étude est proche de la mer, une correction de la surcharge océanique est appliquée.

En résumé, une anomalie de Bouguer positive traduit un excès de masse par rapport à la densité moyenne, alors qu'une anomalie négative traduit un déficit (Dubois et al., 2011).

5.1.2 Données et calcul des anomalies

Nous avons extrait nos données de la base de données du BGI¹ (Bureau Gravimétrique International). Pour notre région, elles présentent une bonne couverture et répartition à terre (fig. 5.1). La couverture en mer, toutefois, ne représente que deux jeux de données au large sur la plateforme continentale (fig. 5.1), ce qui va limiter de façon conséquente toute interprétation concernant les liens terre-mer. C'est pourquoi, notre étude gravimétrique n'est représentative que de la partie terrestre de notre zone d'étude (Marais Breton et Pays de Retz).

Le BGI ne décrit pas les paramètres utilisés pour le calcul des anomalies. Si cela ne pose pas de réel problème pour l'anomalie air libre, il est primordial de connaître les corrections apportées à l'anomalie de Bouguer pour correctement interpréter les résultats. C'est pourquoi, nous avons décidé de recalculer l'anomalie de Bouguer complète, à partir de l'anomalie à l'air libre donnée par le BGI. Nous avons ainsi discrétisé la topographie et la bathymétrie en parallélépipèdes de 90 m et 100 m de largeur respectivement (la résolution est dictée d'après les MNT utilisés : SRTM et HOMONIM) et utilisé une densité constante de 2,67 pour l'ensemble de la zone et de 1,027 pour l'eau de mer. Le calcul de la réponse gravimétrique de chaque parallélépipède est effectué avec la méthode de Blakely (1995). Nous avons choisi de ne pas utiliser les données en mer, étant trop peu nombreuses et isolées du reste des données pour être correctement prises en compte dans la suite de nos études et interprétations.

Anomalie à l'air libre

La figure 5.1 représente l'anomalie à l'air libre (en mGal) calculée par le BGI à l'échelle de la Vendée littorale et de la Loire-Atlantique. L'interpolation des données a été faite avec la fonction *surface* de GMT (Generic Mapping Tools, Wessel et al., 2013). Un masque est appliqué sur les zones maritimes, où il n'y a pas ou peu de données. Dans le Marais Breton, les valeurs de l'anomalie à l'air libre sont globalement comprises entre -5 et 15 mGal. Dans l'ensemble, l'anomalie à l'air libre est directement corrélée à la topographie.

1. <http://bgi.obs-mip.fr/fr>

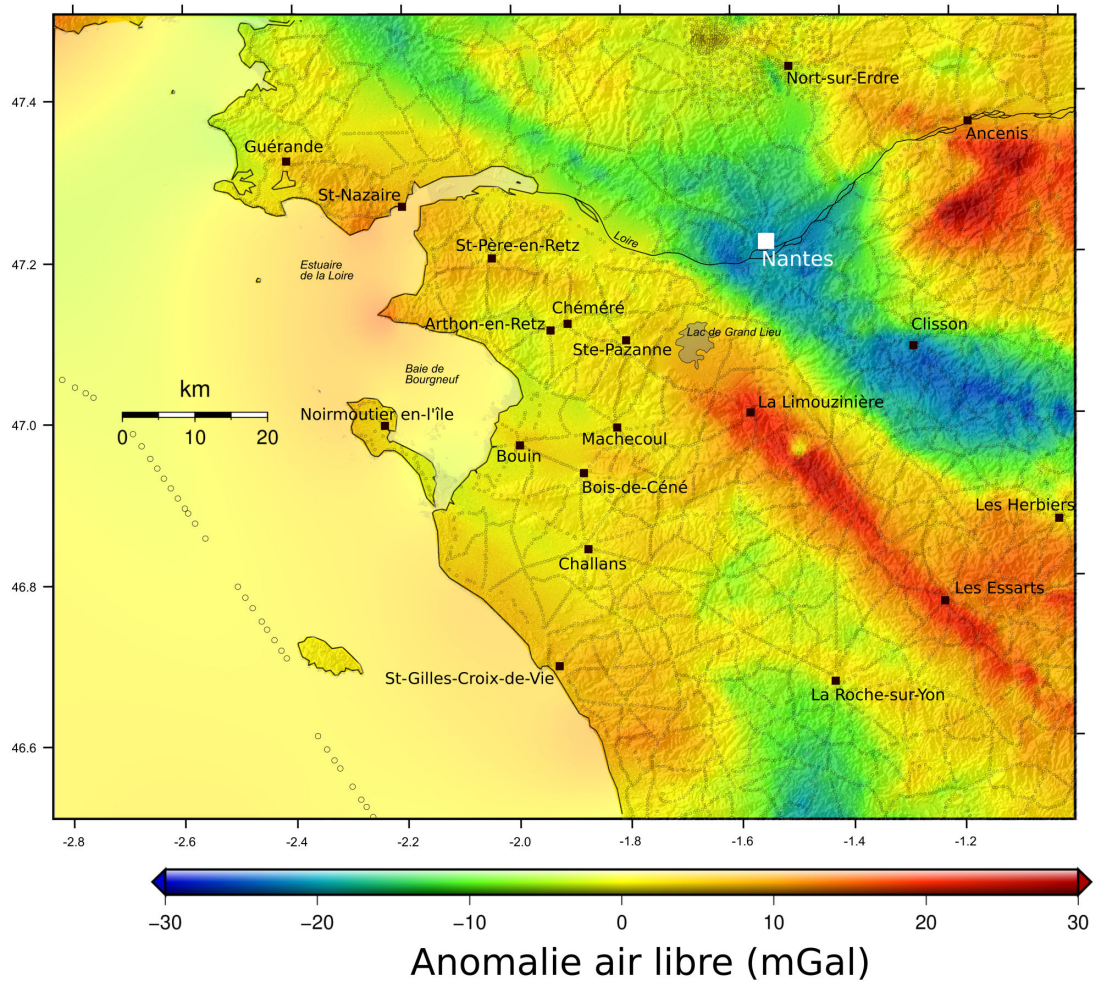


FIGURE 5.1 – Distribution de l’anomalie à l’air libre (en mGal) calculée par le BGI, à l’échelle de la Vendée littorale et de la Loire-Atlantique. Les points de mesure sont représentés en petits ronds noirs à terre et en mer. Un léger masque blanc a été appliqué sur l’interpolation en mer, étant donné le faible nombre de données et donc la grande incertitude dans cette zone.

Anomalie de Bouguer complète

La figure 5.2 présente l'anomalie de Bouguer complète (en mGal) que nous avons calculée à partir de l'anomalie air libre fournie par le BGI. L'interpolation a été réalisée avec la fonction *surface* de GMT (Wessel et al., 2013). L'anomalie de Bouguer complète est très similaire à l'anomalie à l'air libre car les reliefs sont faibles. Les grandes structures régionales sont visibles et identifiables sur une amplitude régionale de 60 mGal.

A l'échelle de la Vendée littorale (fig. 5.2, haut), l'anomalie de Bouguer est comprise entre -25 et 35 mGal. Les anomalies les plus négatives se situent le long du CSA (-25 mGal), notamment au sud de Clisson, au niveau du massif granitique de Mortagne-sur-sèvre, et à Nantes au sud du complexe de Champtoceaux. Les anomalies les plus positives sont situées le long de l'accident de Ste-Pazanne - Les Essarts au niveau de l'unité des Essarts (éclogites) (25 mGal) ainsi qu'au sud d'Ancenis au niveau des micaschistes de l'unité des Mauges (35 mGal).

Dans le Marais Breton les valeurs de l'anomalie de Bouguer sont homogènes et se situent entre -5 et 5 mGal à l'est de l'unité du Bois de Céné (schistes bleus) (fig. 5.2, haut).

Cependant, si on zoome au niveau de la faille de Machecoul avec une échelle de couleur adaptée (fig. 5.19, en bas), on observe une petite discontinuité dans l'anomalie de Bouguer complète au niveau du tracé supposé de la faille. En effet, au sud de la faille, l'anomalie est négative (-5 mGal) alors qu'elle est globalement positive au nord (1 à 4 mGal), ainsi que plus au sud au cœur du Marais Breton et de Bouin. A l'est de l'accident de Ste Pazanne – Les Essarts et du coteau de la Limouzinière, l'anomalie est plus fortement positive à environ 16 mGal et peut être reliée à l'unité des Essarts (gneiss feuilletés). L'absence de données dans la Baie de Bourgneuf ne permet pas de se prononcer sur les valeurs visibles ici, créées par l'interpolation.

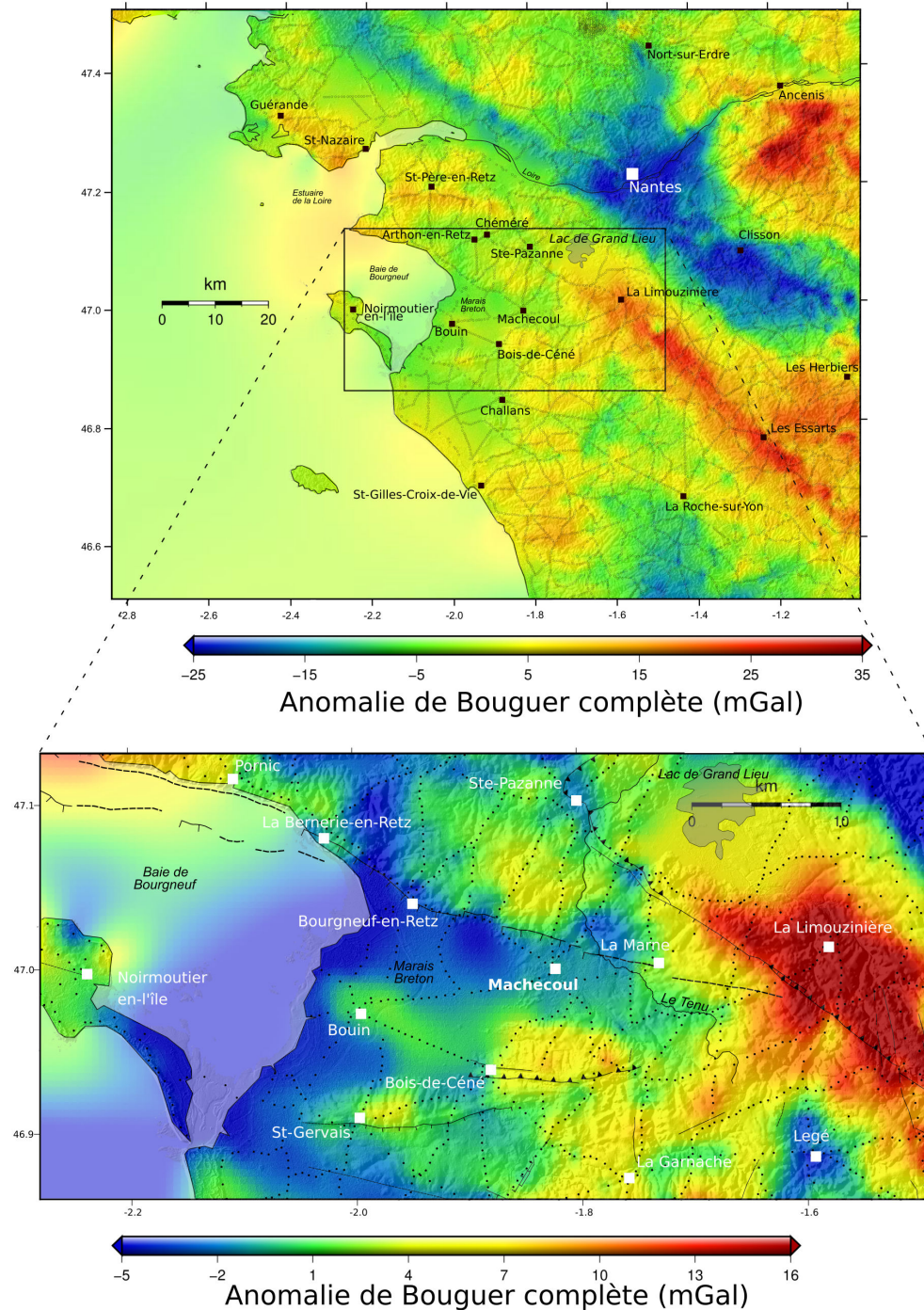


FIGURE 5.2 – Distribution de l’anomalie de Bouguer complète calculée (en mGal) à partir de l’anomalie air libre fournie par le BGI, à l’échelle de la Vendée littorale et de la Loire-Atlantique. Les points de mesure sont représentés en petits ronds noirs à terre. Un léger masque blanc a été appliqué sur l’interpolation en mer, étant donné le faible nombre de données et donc la grande incertitude dans cette zone.

5.2 Les données de forages

Afin d'obtenir d'autres informations sur la géométrie du bassin et mieux contraindre les épaisseurs sédimentaires à terre, nous avons choisi d'utiliser des données de forages déjà existantes, de la BSS.

5.2.1 La BSS

La Banque de données du Sous-Sol (BSS) est une base de données organisée et gérée par le BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) qui référence l'ensemble des données de forages et ouvrages souterrains du territoire français dont la profondeur est supérieure à 10 m. Elle est disponible en ligne sur le site Infoterre² et recense les informations déclaratives brutes administratives et géologiques relatives à chaque ouvrage (nom du propriétaire, localisation, description des niveaux géologiques rencontrés documents numérisés, équipement technique ... etc).

Les ouvrages répertoriés sont très nombreux et à finalités variables (creusement de puits, recherche d'eau, étude géotechnique, forages pétroliers, géothermie ...) et ont pour certains été réalisés il y a plusieurs dizaines d'années. Ainsi, les informations disponibles sont très diverses et parfois éloignées de ce qui nous intéresse ici, soit la qualité des descriptions lithologiques et des datations. La répartition spatiale des ouvrages est très hétérogène. L'absence de données en mer va limiter de façon conséquente toute interprétation concernant les liens terre-mer et le faible nombre de forages dans le MB et surtout près de la faille de Machecoul sera également une limite à notre étude.

C'est pourquoi, après une première consultation des données de la BSS (fig. 5.3), nous avons établi une démarche afin de s'extraire des limites et contraintes de la BSS et optimiser la qualité et le nombre d'ouvrages consultés (fig. 5.4).

5.2.2 Méthodologie

Nous avons tout d'abord sélectionné tous les ouvrages dits « avec géologie vérifiée avec documents » et « avec géologie vérifiée sans documents », ce qui représente 190 ouvrages dans notre zone d'étude (fig. 5.4). Seuls les ouvrages de ces catégories comprenaient les informations avec la qualité nécessaire à notre utilisation, soit une coupe géologique et/ou un log (simplifié ou non). Nous avons ensuite téléchargé la localisation de ces ouvrages sous la forme d'un fichier .shp, visualisable sur SIG (QGIS). Il a également été nécessaire de consulter chaque ouvrage sur le site Infoterre afin d'avoir accès aux documents disponibles et aux informations géologiques.

Nous avons ensuite relevé les colonnes stratigraphiques (selon les âges, fig. 5.5) en définissant les niveaux repères suivants, à partir desquels nous avons calculé des épaisseurs sédimentaires :

- **toit du substratum** : qui correspond à la limite entre les formations du socle cristallin paléozoïque et les formations sédimentaires (figs. 5.5 et 5.23 données : 112 forages / 190).
- **toit du Paléogène** : qui correspond au sommet des formations d'âge paléogène (figs. 5.5 et 5.41 : données : 147 forages / 190)

2. <http://infoterre.brgm.fr/page/banque-sol-bss>

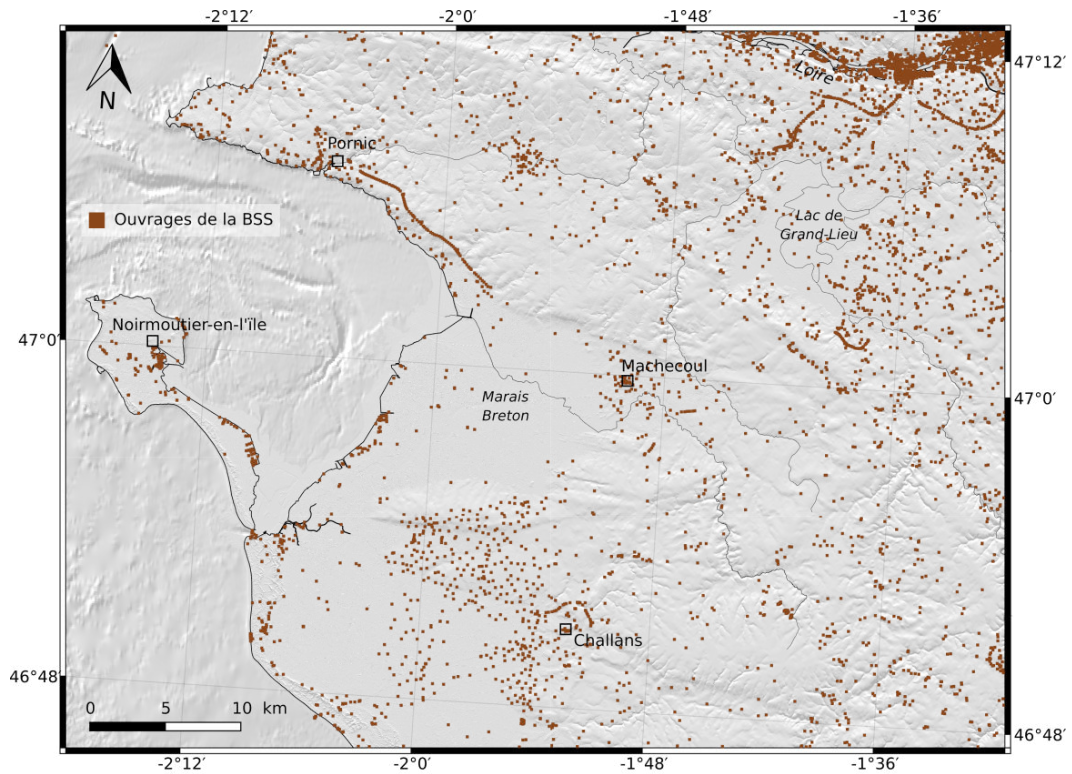


FIGURE 5.3 – Représentation de l’ensemble des forages disponibles dans la BSS dans notre zone d’étude (en brun), sur fond d’ombrage MNT.

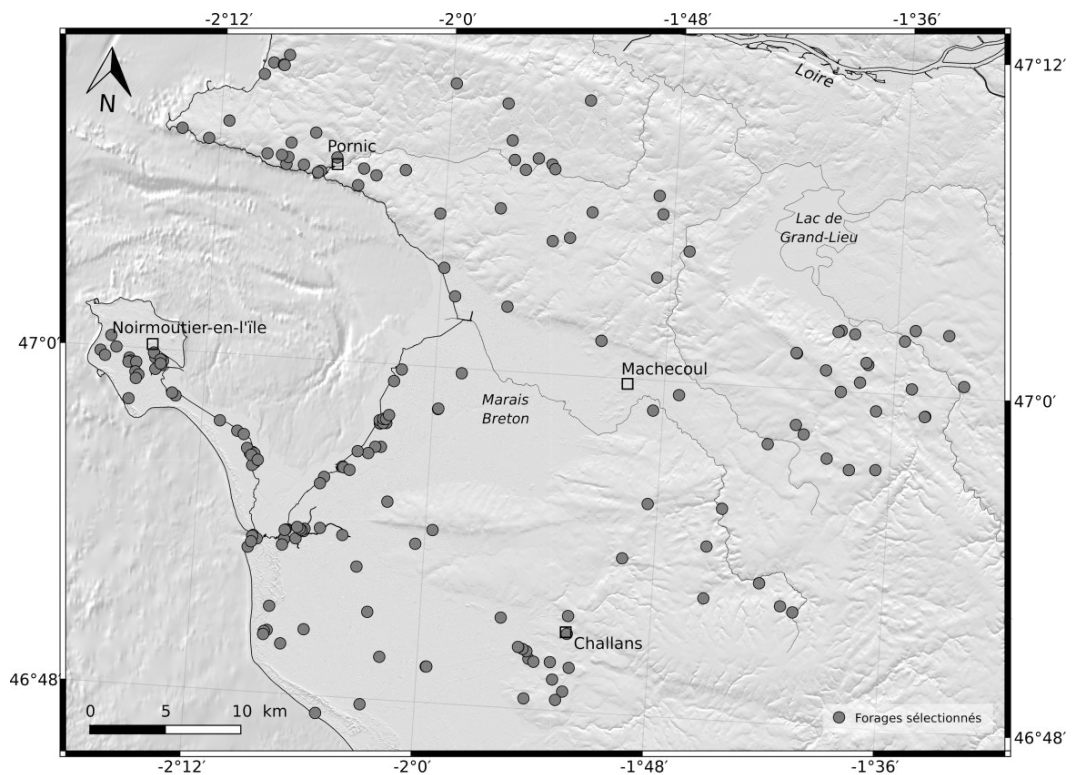


FIGURE 5.4 – Représentation des forages sélectionnés pour cette étude à partir de la BSS (190, en gris), sur fond d’ombrage MNT.

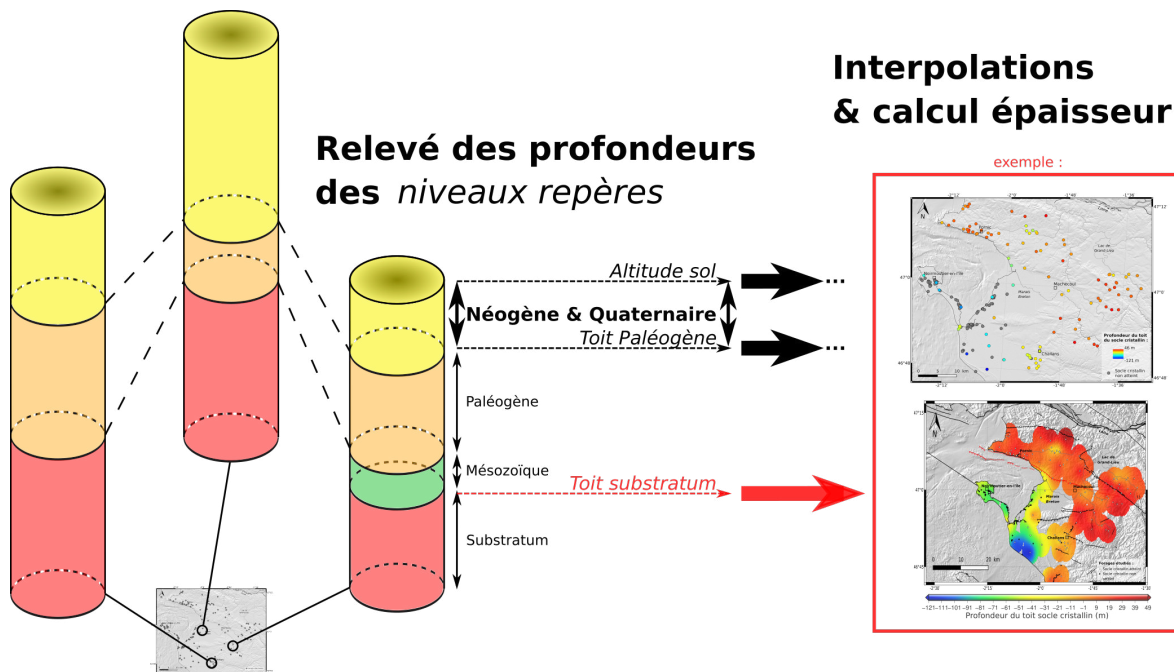


FIGURE 5.5 – Méthodologie appliquée au traitement des données de forages de la BSS utilisées dans cette étude (190).

- **altitude du sondage** : qui correspond au niveau du sol à l'endroit du sondage (ZSOL) (fig. 5.5 et Annexe C.2).

Les valeurs ponctuelles de chaque niveau repère ont ensuite été interpolées avec la fonction *surface* de GMT (Generic Mapping Tools, Wessel et al., 2013) afin d'obtenir des cartes représentant l'altitude du toit du substratum, du toit du Paléogène et du sondage au niveau de chaque sondage (fig. 5.5).

Enfin, nous avons calculé l'épaisseur de sédiments néogènes à quaternaires avec la fonction *grdmath* de GMT (Generic Mapping Tools, Wessel et al., 2013) en réalisant une soustraction des grilles précédemment obtenues : (ZSOL – toit du Paléogène) (fig. 5.5).

Deuxième partie

Méthodologie appliquée en mer

Introduction

Pour mieux comprendre la géométrie du bassin en mer et mieux contraindre les épaisseurs sédimentaires en mer, nous avons choisi d'utiliser des données de géophysique marine (bathymétrie HR et sismique réflexion).

Les campagnes océanographiques réalisées au cours de cette thèse ont permis d'acquérir des données de sismique réflexion (sparker et chirp) et de bathymétrie haute résolution afin d'étudier le prolongement marin de la faille de Machecoul et les remplissages de la Baie de Bourgneuf et de la Grande rade de la Loire.

Ces zones ont toutefois déjà fait l'objet de campagnes océanographiques antérieures, qui seront brièvement présentées, ainsi que les principaux résultats nécessaires à notre projet.

5.3 Les campagnes océanographiques antérieures

5.3.1 Historique des campagnes

Les missions ST-NAZAIRE 1973³ et 1974⁴

Les deux missions St-Nazaire 1973 (02 au 28 juillet 1973) et 1974 (06 au 12 juin 1974) (fig. 5.6 en vert et noir respectivement) ont été menées à bord de la Petite Marie Françoise par le CNEXO-COB (Centre National pour l'Exploitation des Océans) et le BEICIP (Bureau d'Etudes Industrielles et de Coopération de l'Institut Français du Pétrole). L'objectif de ces missions était la recherche des granulats marins au sud de la Bretagne et dans la zone de St-Nazaire. Des profils de sismique réflexion et des prélèvements au vibro-carrotier (Zenkovitch) ont été réalisés. Les résultats de cette campagne sont présentés dans Augris et al. (2006) avec une description des faciès sédimentaires des carottes sous forme de logs, et la présentation de 3 profils de sismique réflexion interprétés (fond mer, nappes alluviales, substratum rocheux) les plus représentatifs de chaque secteur et pouvant être illustrés par un maximum de carottages. Les carottes réalisées n'ont pas pu être exploitées dans notre travail car elles n'ont jamais atteint le substratum rocheux (prof max 7,15m) et aucune datation n'a été réalisée (Augris et al., 2006).

La mission GEOLOIRE 2003⁵

La mission GEOLOIRE (fig. 5.6 en rouge) a été menée à bord du N/O Thalia de l'IFREMER, entre le 17 juillet et le 2 août 2003 par le BRGM. L'objectif de cette campagne était d'étudier la géométrie des éléments morphologiques, stratigraphiques et structuraux situés dans l'estuaire de la Loire et ce jusqu'à l'isobathe 40-50 m. Des données de sismique monotrace sparker et morphobathymétriques ont été acquises. Les résultats de cette campagne sont présentés dans les publications de Augris et al. (2006), Chaumillon et al. (2008) et Proust et al. (2010).

3. LAPIERRE F. (1973) ST-NAZAIRE 1973 cruise, RV Petite Marie Françoise

4. CAVALIER J-C, KU H. (1974) ST-NAZAIRE 1974 cruise, RV Petite Marie Françoise

5. GUENOC Pol, PROUST Jean-Noël (2003) GEOLOIRE 2003 cruise, RV Thalia, <http://dx.doi.org/10.17600/3070180>

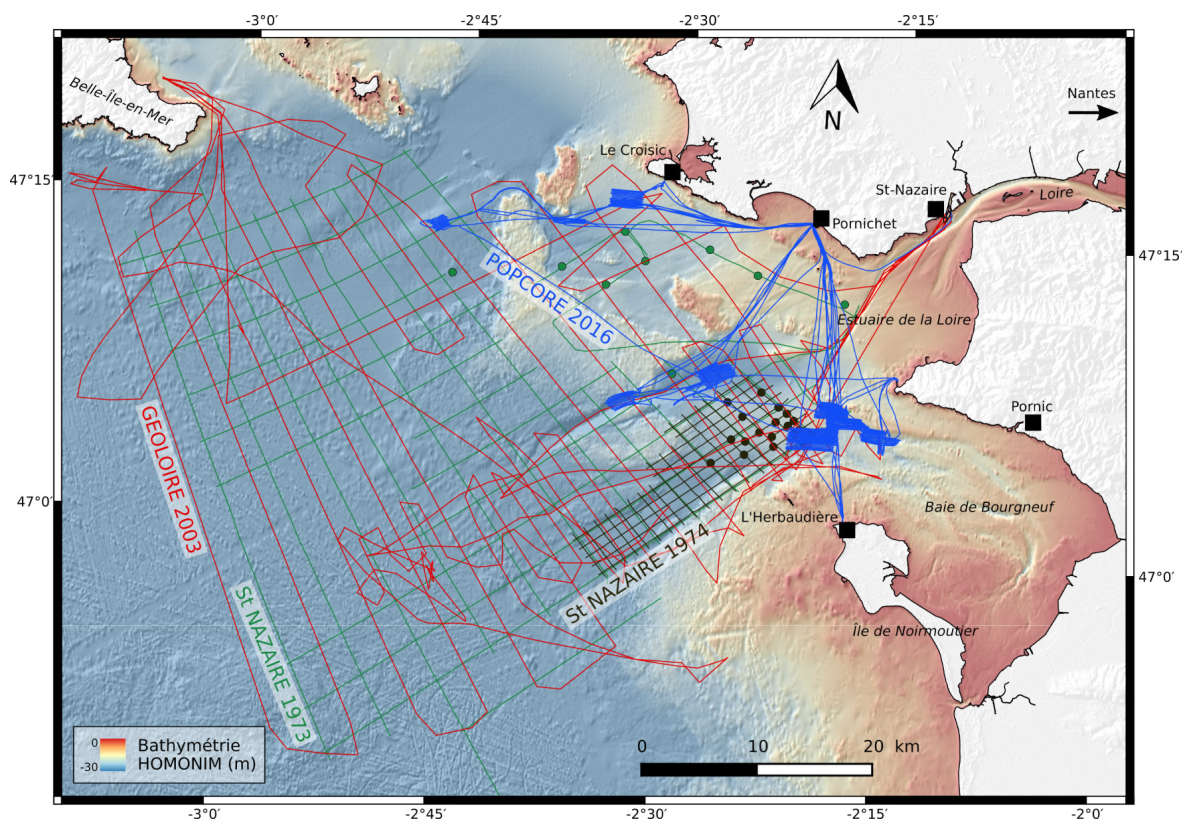


FIGURE 5.6 – Historique des campagnes océanographiques de la Baie de Bourgneuf : ST-NAZAIRE 1973 (en vert) et 1974 (en noir), GEOLOIRE 2003 (en rouge) et POPCORE 2016 (en bleu), antérieures à cette étude.

La mission POPCORE 2016⁶

La mission POPCORE (fig. 5.6 en bleu) a eu lieu à bord de la V/O Haliotis de l'IFREMER entre le 27 avril et le 20 mai 2016, par le LETG (Littoral Environnement Teledétection Géomatique Géolittomer) de l'Université de Nantes. Cette campagne avait pour objectif la reconnaissance de la partie maritime de l'estuaire de la Loire, afin de cartographier les pockmarks et les colonies de petits crustacés, les haploops, en lien avec les structures et sorties de fluides. L'équipement déployé a permis l'acquisition de données de sismique réflexion monotrace, de sonar latéral interférométrique, ainsi que des prélèvements à la benne.

5.3.2 Présentation de la zone d'étude

Morphobathymétrie

La Grande Rade de la Loire et la Baie de Bourgneuf se situent à l'extrémité sud-est de la marge sud-armoricaine. Le cours de la Loire, étroit au niveau du goulet de St-Nazaire, s'élargit lors de la transition vers l'estuaire de la Loire, qui s'ouvre sur la Grande Rade de la Loire et le Golfe de Gascogne avec au nord-ouest la pointe du Croisic et la Baie de Bourgneuf, et l'île de Noirmoutier au sud-est (fig. 5.7). La profondeur atteint rapidement 40 m vers le sud-ouest, après les plateaux de Guérande, de la Blanche et du Four. Ces hauts fonds affleurent vers -10 m à l'est et s'enfoncent progressivement vers l'ouest pour atteindre une cinquantaine de mètres de profondeur plus à l'ouest. Le plateau de Guérande est incisé par plusieurs chenaux orientés NE-SW, dans le prolongement

6. BALTZER Agnès (2016) POPCORE cruise, RV Haliotis, <http://dx.doi.org/10.17600/16005300>

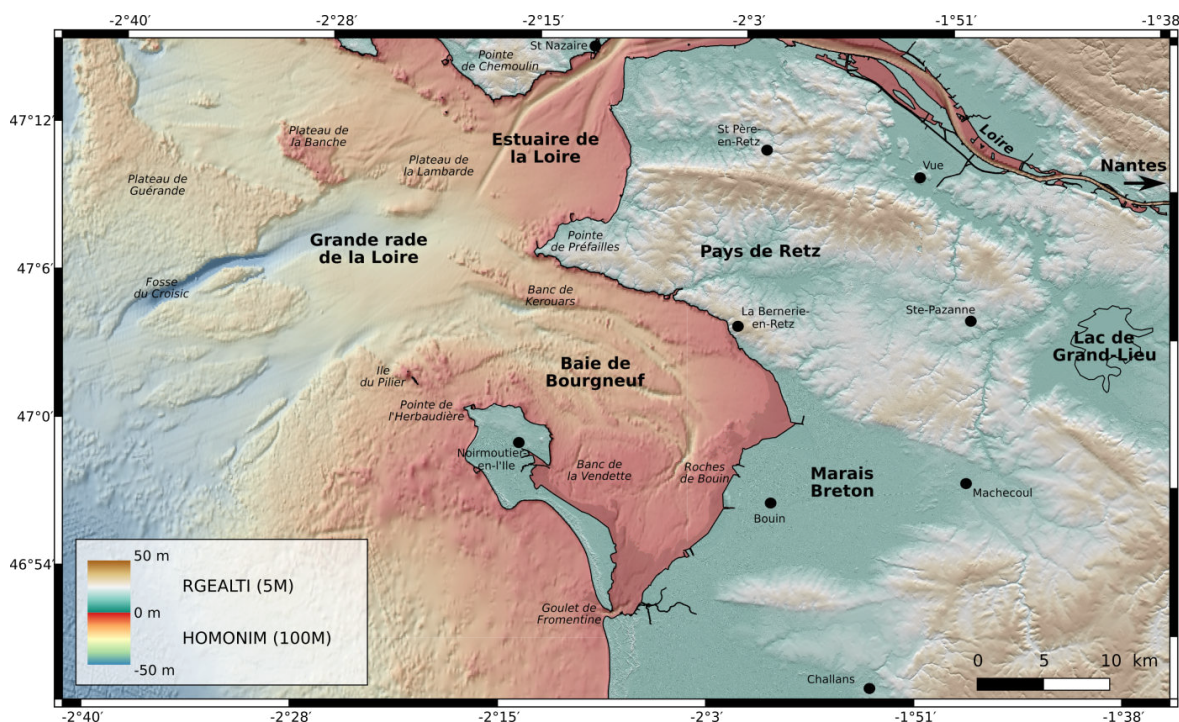


FIGURE 5.7 – Carte morphobathymétrique de la Grande rade de la Loire et de la Baie de Bourgneuf, à partir du produit HOMONIM (résolution 100 m), et du relief du Marais Breton et Pays de Retz, à partir du produit RGEALTI (résolution 5 m).

de l'estuaire de la Loire, formé à la fin du dernier âge glaciaire quand la remontée du niveau marin a envahi les vallées des rivières côtières. L'incision principale dans le Grande rade de la Loire correspond à la fosse du Croisic, qui atteint 60 m de profondeur (Proust et al., 2010).

La Baie de Bourgneuf, située au sud-est de l'estuaire de la Loire, est une baie frisonne, c'est-à-dire partiellement fermée par une île barrière (Verger, 1968) (fig. 5.7). Sa superficie est d'environ 340km^2 et son ouverture océanique principale, donnant sur la Grande rade de la Loire, est située au nord-ouest entre la Pointe de Préfaillies (ou Pointe de St Gildas) et la Pointe de l'Herbaudière située sur l'île de Noirmoutier. Le goulet de Fromentine, au sud, est également une ouverture de la baie sur l'océan Atlantique. La Baie de Bourgneuf est marquée par des chenaux actuels orientés SE-NW et présente quelques hauts fonds Le Marais Breton, également appelé Marais Breton Vendéen, constitue le prolongement terrestre de la Baie de Bourgneuf (fig. 5.7).

Remplissage sédimentaire

Le système de paléovallées qui incise la plateforme interne de la partie externe de l'estuaire actuel de la Loire (figs. 5.7 et 5.8) a été cartographié par Thinson et al. (2008) et son remplissage sédimentaire par Proust et al. (2010). Ce réseau de paléovallées est incisé dans le substratum éocène (Yprésien, Lutétien et Bartonien) qui repose en discordance sur le socle métamorphique sud-armoricain (e.g. Proust et al., 2010; Menier et al., 2014). Le prisme sédimentaire côtier pléistocène (Quaternaire) de la Loire, que l'on retrouve entre la côte et l'isobathe -50 m, est préservé non uniformément dans le réseau de paléovallées et constitue un enregistrement à long terme exceptionnel, s'étendant probablement de la fin du Bartonien au début de Pléistocène et potentiellement marqué par plusieurs événements érosifs (Proust et al., 2010).

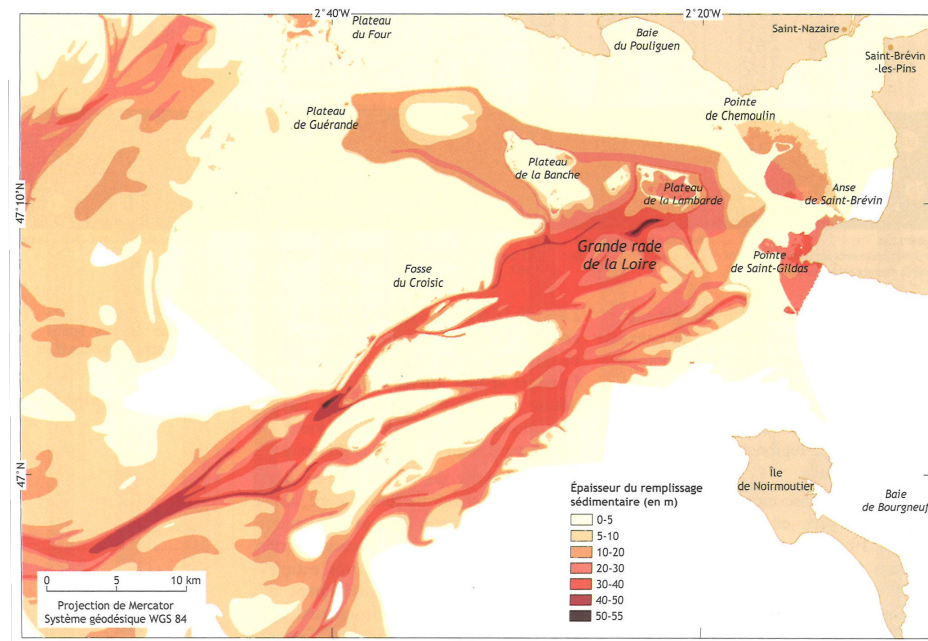


FIGURE 5.8 – Carte de l'épaisseur du remplissage sédimentaire du réseau de paléovallées de la Loire, d'après Menier et al. (2014).

Le comblement des paléovallées de la Loire, compris entre 30 et 50 m d'épaisseur, est équivalent à celui des grandes vallées de la partie intérieure de la plateforme continentale telles que la Vilaine, la Gironde ou la Manche (Proust et al., 2010). Dans le reste de la Grande rade de la Loire, le remplissage sédimentaire est beaucoup plus faible, majoritairement compris avec 0 et 5 m, et localement entre 10 et 20 m à proximité des plateaux de la Blanche, de la Lambarde et de Guérande (fig. 5.8).

La préservation différentielle des sédiments varie parmi les paléovallées, et peut être lacunaire et diachrone, aussi bien en raison des faibles taux de subsidence dans la partie intérieure de la plateforme continentale que des périodes d'érosion fluviales lors des épisodes marins peu profonds au cours du Quaternaire (Proust et al., 2010). Les correspondances proposées par Proust et al. (2010) entre les unités sismiques préservées et les variations eustatiques, établissent que le remplissage des paléovallées de la Loire est d'âge pleistocène moyen - supérieur, et pourrait ainsi correspondre aux deux derniers cycles glaciaire - inter-glaciaire (Saalien et Weichselien).

A partir des données de sismique réflexion, Proust et al. (2010) identifie 6 unités sismiques dans le remplissage des paléovallées, organisées en 2 séquences de dépôts séparées par une discordance d'extension régionale. Cette discordance souligne une variabilité du remplissage des paléovallées de la Loire selon leur position au sud ou au nord du système, qui sont comblées respectivement par la séquence inférieure ou supérieure. Cependant l'importante extension de zones de gaz dans l'axe des vallées limite la lisibilité en profondeur des profils de sismique réflexion et donc la connaissance de la géométrie des unités inférieures et de la profondeur axiale des incisions (Thinon et al., 2007).

Dans la Baie de Bourgneuf, le remplissage sédimentaire des probables paléovallées n'a à ce jour pas été décrit, mais on dispose de plus d'informations sur la nature des fonds et des formations superficielles.

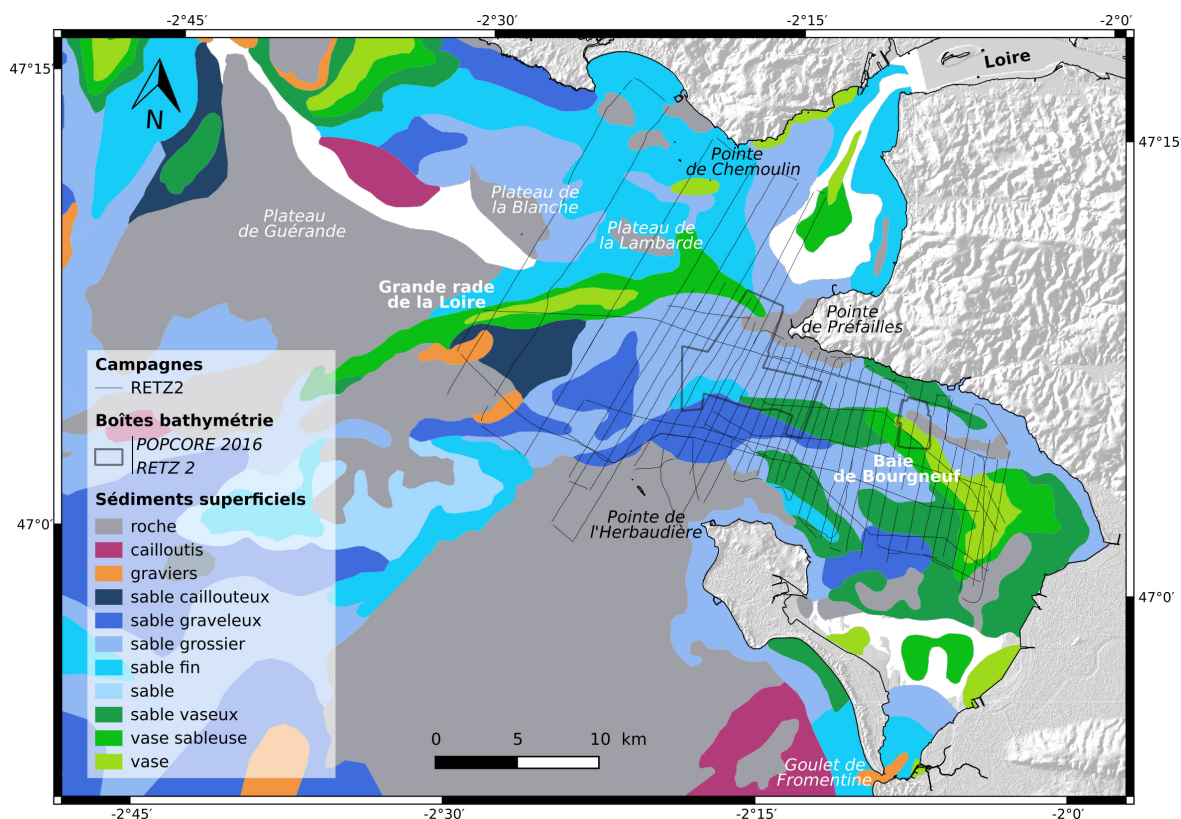


FIGURE 5.9 – Répartition des sédiments superficiels de la Grande rade de la Loire et de la Baie de Bourgneuf, modifiée d'après Lesueur and Klingébiel (1986). Les boîtes de bathymétrie des campagnes RETZ2 et POPCORE 2016, ainsi que le tracé des lignes sismiques sont représentées.

Nature des fonds

Hors de la Baie, les sédiments superficiels sont à dominante sableuse dans la Grande rade de la Loire, avec des sédiments plus ou moins grossiers charriés par la Loire (Gouleau, 1968; de Nantes, 1978; Augris et al., 2006) (fig. 5.9). Les zones d'accumulations de vase et sédiments fins sont situées dans l'estuaire de la Loire, avec la formation d'un bouchon vaseux composé de vase fluide pouvant atteindre 12,5 km de long par 300 m de largeur et 2 m d'épaisseur, qui résiste aux courants extrêmes de vives-eaux, sans érosion significative (Sanchez and Delanoë, 2006); ainsi qu'au sud du plateau de la Lambarde, où l'envasement est lié à l'évacuation en période de crue des vases de la Loire et du déversement par clapage des sédiments dragués dans le chenal de navigation (Sanchez, 2010).

Dans la Baie de Bourgneuf, la couverture sédimentaire récente est à dominante vaseuse (fig. 5.9) et constituée de 5 à 7 m de dépôts liés à la transgression flandrienne sur sa quasi-totalité (Delanoë et al., 1971). En fond de baie, l'accumulation de vase représente une superficie de 2 km par 12 km (Gouleau, 1975). Quelques pointements rocheux sont visibles dans la partie nord de la baie (Lesueur and Klingébiel, 1986), à proximité desquels on retrouve les sédiments grossiers, également visibles sur la partie haute des estrans (Gouleau, 1968).

Conditions hydrodynamiques et contexte sédimentaire de la Baie de Bourgneuf

Le MB et la BB ont de faibles amplitudes topographiques et bathymétriques (fig. 3.7). Toutefois, le MB ne présente que peu de schorres, parties hautes d'un marais littoral, couverte d'herbe et submergée aux grandes marées, en raison de la poldérisation. Le fond de la baie, dans ses par-

ties sud et est, est caractérisé par de grands estrans (Roches de Bouin et Banc de la Vendette, fig. 5.7). Le marnage est important, d'environ 6,36 m entre les Plus Hautes Marées Astronomiques et les Plus Basses Marées Astronomiques (moyenne estimée d'après le SHOM (2016) à la Pointe de St-Gildas, au port de Pornic et au port de l'Herbaudière).

Les vitesses maximales du courant tidal au cours d'une marée de vive-eau moyenne de coefficient 95 varient très fortement à l'intérieur de la baie, de quelques cm/sec dans l'est de la baie, à environ 1 m/s sur la ligne frontière de l'ouverture nord-ouest de la baie (SHOM, 1990). Les courants résiduels, d'une vitesse de l'ordre de quelques mm/sec (Salomon and Lazure, 1988), entrent dans la baie par l'ouverture nord-ouest, et sortent au sud au niveau du goulet de Formentine, ce qui ne peut expliquer l'accumulation des sédiments fins observés en fond de baie (Sanchez, 2010).

Toutefois, la baie de Bourgneuf, abritée de la houle par la présence de l'île de Noirmoutier, est majoritairement une zone d'accumulation (Vanne, 1977). La forte turbidité des eaux de la baie (Lerouxel et al., 2008; Dussauze et al., 2009) est maintenue sur le long terme par un mécanisme d'érosion dominante à basse mer, et une remise en suspension couplée à un transport vers le rivage par le courant de flot, pour un dépôt aux alentours de la pleine mer (Sanchez, 2010).

Géomorphologie côtière de la Baie de Bourgneuf

La morphologie du trait de côte de la Baie de Bourgneuf est directement en lien avec la nature des fonds. Elle varie (Tillier, 2011) entre :

- des falaises rocheuses entre la pointe de Préfailles et la Bernerie-en-Retz,
- un cordon dunaire aux environs des Moutiers-en-Retz, formé par la dérive sédimentaire entre la côte et les affleurements rocheux au nord,
- un trait de côte artificiel façonné par la poldérisation du fond de la baie et de la façade est de l'île de Noirmoutier,
- et enfin une alternance de côte rocheuses et petites plages, dont la formation est liée au piégeage sédimentaire induit par l'aspect découpé du trait de côte.

5.4 Les campagnes réalisées dans le cadre de cette thèse

Dans le cadre de cette thèse, deux missions ont été réalisées dans la Baie de Bourgneuf et l'estuaire de la Loire : les missions RETZ1 en 2016 et RETZ2 en 2017.

5.4.1 La mission RETZ1 (DOI en attente)

Cette campagne a eu lieu à bord de la V/O Haliotis de l'IFREMER, les 24 et 25 avril 2016, dans la Baie de Bourgneuf (fig. 5.10, en noir). L'objectif était de réaliser une reconnaissance du prolongement marin de la faille de Machecoul à travers la Baie de Bourgneuf. L'équipement mis en œuvre comportait un sonar interférométrique, un sondeur de sédiments, ainsi qu'une chaîne monotracer sparker. Cette campagne a permis d'acquérir 140 km de profils de données de bathymétries et de sismique réflexion haute et très haute résolution.

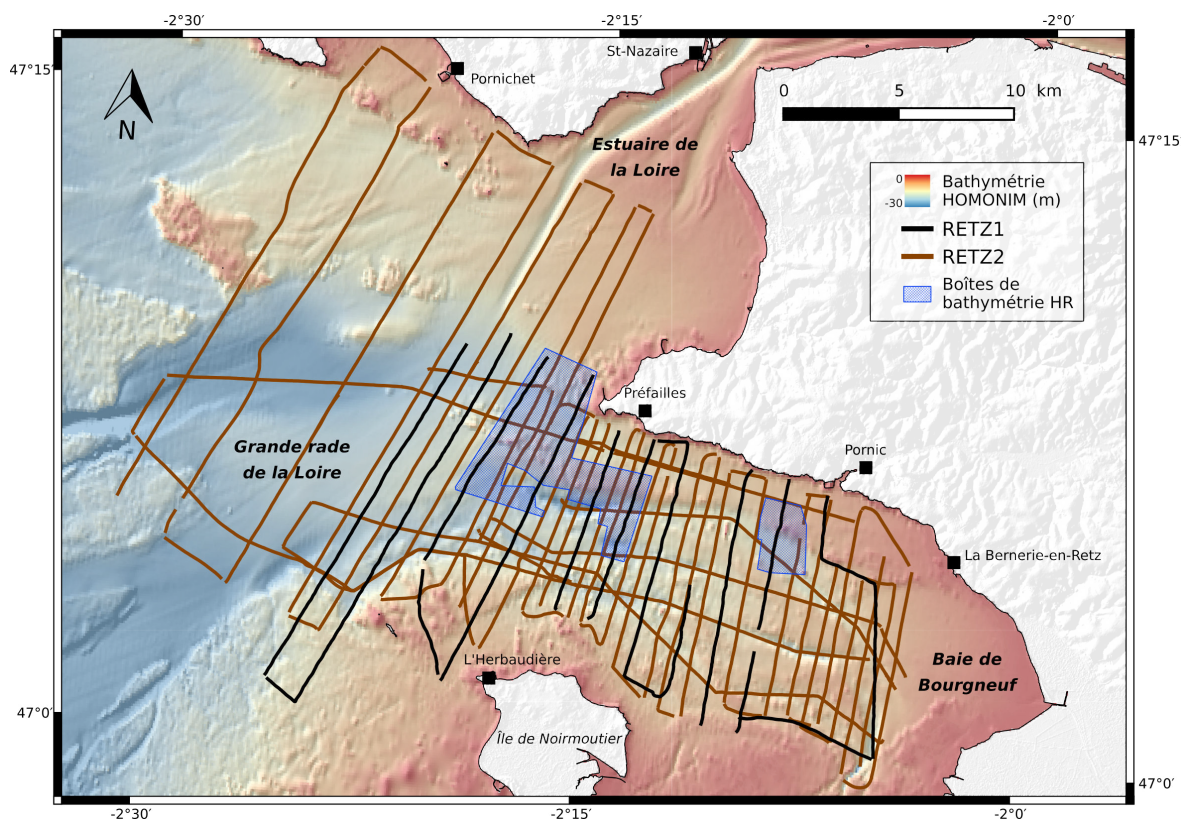


FIGURE 5.10 – Campagnes RETZ1 2016 (profils de sismique réflexion HR et THR en noir) et RETZ2 2017 (profils de sismique réflexion HR et THR en brun et boîtes de bathymétries HR en bleu).

5.4.2 La mission RETZ2⁷

Cette campagne, également à bord de la V/O Haliotis de l'IFREMER, s'est déroulée du 12 juin au 19 juillet 2017 (fig. 5.10, en brun). L'équipement déployé est identique à la mission RETZ1. Au total, 11 jours ont été dédiés à l'acquisition de 555 km de profils de sismique réflexion haute résolution et très haute résolution, et 13 jours ont été dédiés à l'acquisition de 37 km² de données bathymétriques haute résolution. Trois jours d'arrêt pour cause de mauvaise météo les 30 juin, 1er et 12 juillet sont à noter.

5.5 Outils d'acquisition des données géophysiques

Les campagnes RETZ1 et 2 ont été menées à bord de la V/O Haliotis de l'IFREMER, longue de 10,3 m pour un tirant d'eau de 0,8m (fig. 5.11). Elle est essentiellement dédiée à la cartographie de la frange littorale, pour des fonds inférieurs à une quinzaine de mètres. Différents outils géophysiques ont été déployés : un sonar latéral interférométrique, un sondeur de sédiments, ainsi qu'une chaîne monotrace sparker. Cette partie est consacrée à la présentation des équipements, de leurs modes d'acquisition spécifiques et des traitements appliqués aux différents types de données acquises.

7. KAUB Caroline, LE ROY Pascal, GEOFFROY Laurent (2017) RETZ2 croise, RV Haliotis, <http://dx.doi.org/10.17600/17008300>



FIGURE 5.11 – La V/O Haliotis de l'IFREMER.



FIGURE 5.12 – Disposition des antennes du sonar latéral interférométrique Geoswath 250 kHz, de part et d'autre de la coque de la V/R Haliotis de l'IFREMER.

5.5.1 Bathymétrie

Equipement et acquisition

Les levés de bathymétrie haute résolution (HR) ont été acquis grâce au sonar latéral interférométrique Geoswath 250 kHz (fig. 5.12) qui est un système acoustique actif permettant de mesurer la hauteur d'eau et la réflectivité du fond grâce à la réverbération du signal (Hughes Clarke, 2000; Lurton, 2002) à partir du temps de trajet surface-fond-surface de l'onde acoustique émise. L'outil offre l'avantage d'une large fauchée latérale par petits fonds et permet d'obtenir une imagerie (réflectivité) du fond performante en regard d'un sondeur multifaisceaux. Il n'offre en revanche pas la résolution d'un sondeur bathymétrique s.s petits fonds.

Le sonar latéral interférométrique est constitué de 2 antennes en V situées de part et d'autre de la coque du navire : une à bâbord et une à tribord (fig. 5.12). Chaque antenne de réception comporte deux transducteurs élémentaires, qui transforment l'énergie électrique en énergie acoustique à l'émission, et inversement à la réception. L'émission par lobes, d'une ouverture longitudinale de 1°, est alternée bâbord-tribord. Les faisceaux d'émission-réception couvrent une large bande au fond (la fauchée latérale), mais leur zone d'intersection située directement à la verti-

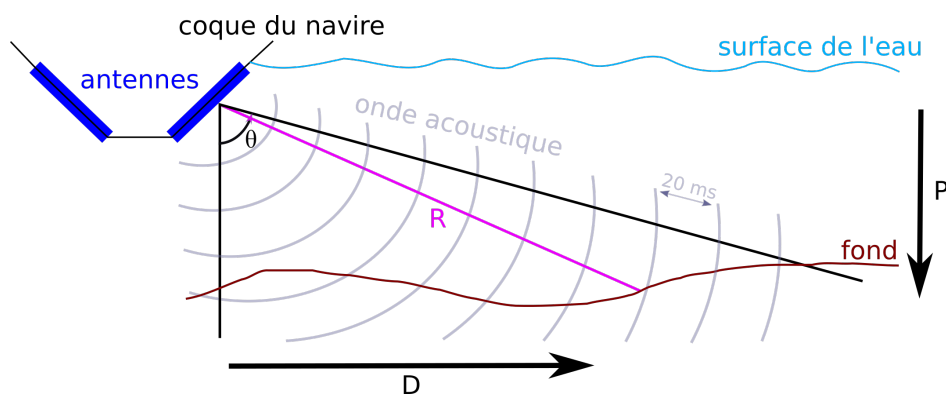


FIGURE 5.13 – Principe de fonctionnement du sonar latéral interférométrique : émission d’une onde acoustique depuis une des deux antennes. Les paramètres mesurés par l’antenne lors de la réception pour chaque échantillon temporel de 20 ms sont l’angle d’incidence (θ) et la distance oblique (R), desquels on peut déduire la profondeur (P) et la distance latérale (D).

cale du système est sous-échantillonnée (le nadir gap ou pastille insonifiée). Dans le cas du sonar latéral interférométrique Geoswath de l’Haliotis, la largeur de la portée utile pour les données bathymétriques est estimée à environ 5 fois la hauteur d’eau et la largeur du gap à environ 10% de la profondeur.

La fréquence et la durée d’émission déterminent la portée du signal et la résolution spatiale. Plus la fréquence est haute et plus la résolution est bonne mais la portée du signal moindre, à cause de l’amortissement du son dans l’eau. La détection du fond par interférométrie (Lurton, 2000, 2003) utilise le déphasage d’un même signal entre les deux antennes de réception consécutives. Pour chaque échantillon temporel du signal (20 ms), on mesure l’angle d’incidence (θ) et la distance oblique (R), desquels on peut déduire la profondeur (P) et la distance latérale (D) (fig. 5.13). Le logiciel d’acquisition utilisé pour la mise en œuvre du sonar latéral interférométrique Geoswath à bord de la V/R Haliotis est le logiciel GS + (fig. 5.11, consoles d’acquisition). Il permet de paramétrer et contrôler le sonar, et de suivre l’acquisition par une interface de visualisation des données brutes en temps réel.

Lors des levés, d’autres instruments sont déployés afin de récupérer les données nécessaires à la correction des données bathymétriques, influencées par de nombreux paramètres. La centrale inertielle HYDRINS (IxBlue) enregistre les mouvements du navire et donc du sonar latéral interférométrique : altitude (cap, roulis et tangage) et pilonnement. Elle est couplée à un GPS différentiel HDS800, relié à un réseau de stations fixes de références (service de positionnement précis ORPHEON) afin de corriger en temps réel (RTK) ou différé (post-traitement) le positionnement exact du navire, contrôlé à partir du logiciel de navigation Cinna (Cina, 2000). Enfin, un bathycélérimètre (Valeport Monitor SVP) permet de réaliser des profils de célérité sur toute la colonne d’eau, afin de quantifier la variation de la vitesse de propagation des ondes acoustiques en profondeur en fonction des conditions de température, pression et salinité du milieu (Dushaw et al., 1993). La vitesse moyenne de propagation des ondes acoustiques dans l’eau de mer considérée dans cette étude est 1500 m/s.

5.5.2 Sismique réflexion marine

La sismique réflexion marine est une méthode de prospection géophysique active permettant d'imager les milieux en profondeur. Les ondes élastiques sont émises à partir d'une source en surface, traversent la colonne d'eau jusqu'au fond de l'eau et pénètrent ensuite dans le sol. Elles se propagent ainsi dans des milieux aux propriétés acoustiques différentes. A chaque interface, caractérisée par une variation de l'impédance, une partie des ondes est réfléchie vers la surface et les récepteurs, et une autre partie est réfractée selon le principe de Snell-Descartes. Les ondes réfractées continuent leur course en profondeur, rencontrant d'autres discontinuités (et se réfléchissant donc encore vers la surface), jusqu'à l'atténuation complète du signal.

Les données de sismique réflexion sont basées sur l'enregistrement du délai entre le moment d'émission du signal et le moment de réception des ondes réfléchies par les interfaces. Le temps de parcours est converti en distance pour obtenir la profondeur des réflecteurs (CDP : Common Depth Point). La répétition de la procédure en déplaçant les points d'émission et de réception permet de construire un profil sismique, qui correspond à une imagerie en coupe le long du profil.

La résolution et la profondeur de pénétration dépendent essentiellement du spectre de fréquence du signal émis, et varient donc selon le type de source utilisé. Par exemple, plus la fréquence est élevée, plus la résolution est bonne mais la pénétration faible à cause de l'atténuation rapide des ondes haute fréquence. Nous avons utilisé deux méthodes de sismique réflexion haute résolution (> 300 Hz) offrant une bonne résolution et adaptées aux zones peu profondes.

La sismique Sparker

Equipement

La sismique type Sparker est nommée d'après la source d'émission électrique ou étinceleur. Elle consiste en un ensemble d'électrodes montées sur un dispositif en peigne (fig. 5.14), la cathode étant située à la tête et les anodes étant réparties de part et d'autre de l'axe central. Les étincelles sont créées aux extrémités des électrodes par la formation d'un arc électrique entre les couples cathode/anode grâce à la conductivité de l'eau de mer. L'ionisation de l'eau de mer entraîne sa vaporisation et la génération de bulles qui, lorsqu'elles s'assemblent, produisent une impulsion positive de pression et génèrent une onde acoustique (effet bulle).

La source sismique est alimentée électriquement par une unité de puissance située à bord du bateau qui libère un signal électrique haute tension de 4 000 V (pour notre étude, modèle Energos 160, entreprise SIG©, fig. 5.14). La puissance utilisée varie selon la hauteur d'eau et la pénétration recherchée. Le signal émis présente une gamme de fréquences variable (autour de 400 Hz /1,4 kHz) avec une fréquence centrale d'émission proche d'1 kHz qui offre une résolution verticale théorique (capacité de discrimination de deux couches superposées) de 0,37 m (longueur d'onde/4). Elle est en pratique souvent comprise entre 0,5 et 1 m.

Le dispositif de réception est une flûte sismique, ou « streamer » (fig. 5.14), correspondant à un tube rempli d'huile végétale permettant une flottabilité nulle du système et limitant le bruit, à l'intérieur duquel se trouvent les hydrophones. La conversion de l'onde acoustique réfléchie en une tension électrique se fait par les capteurs piézo-électriques en céramique au niveau des hydrophones et un pré-amplificateur en tête de flûte (fig. 5.14). Pour les campagnes RETZ1 et RETZ2, nous avons utilisé une flûte sismique monotrace comportant 8 hydrophones espacés d'une distance égale de 50 cm.

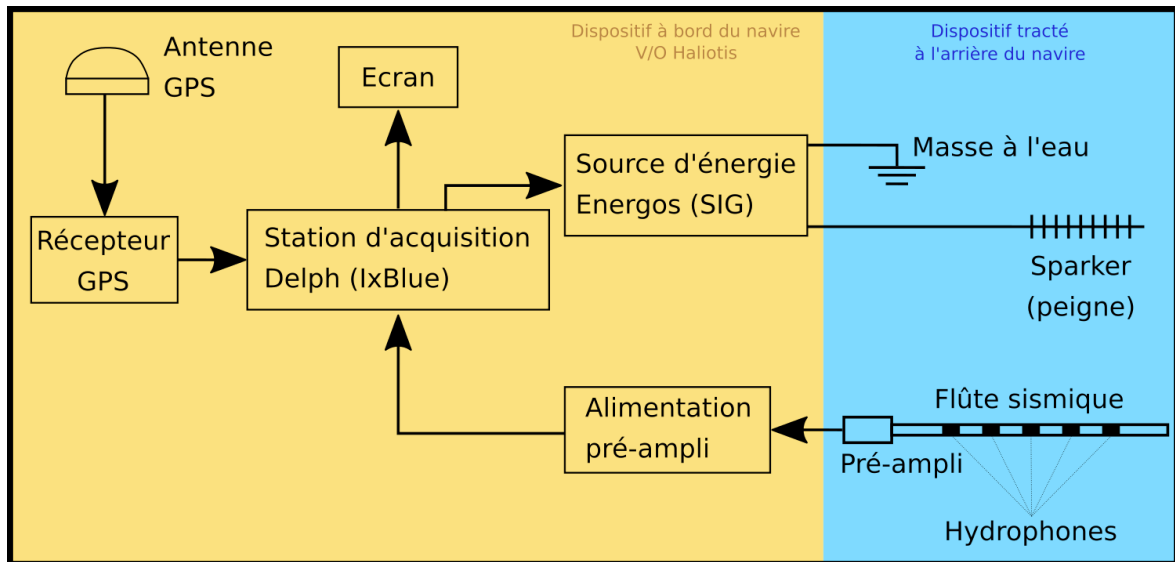


FIGURE 5.14 – Schéma d'acquisition de la sismique réflexion haute résolution sparker.

Acquisition

Le dispositif d'émission-réception de la sismique haute résolution Sparker est tracté en surface à l'arrière du navire et connecté à la station d'acquisition DELPH©(IxBlue) (fig. 5.14), paramétrée avec la géométrie du dispositif d'acquisition. En effet, le positionnement étant récupéré via le GPS du bateau (fig. 5.14), il est nécessaire d'appliquer une correction de positionnement en précisant les longueurs du schéma d'acquisition (positionnement du GPS, de la source et des hydrophones par rapport au point central du navire). Les signaux réceptionnés sont convertis par la station d'acquisition en fichiers bruts au format SEGY. Le logiciel Delph acquisition©(IxBlue) permet de suivre en temps réel la cadence d'émission des tirs, la réception des signaux et l'état des différents capteurs d'acquisition (navigation, bathymétrie).

La sismique CHIRP

Equipement

Le CHIRP (Quinn et al., 1998) est un type de sondeur acoustique, composé d'un système émetteur-récepteur mono-acoustique fixé sous la coque du navire. La modulation de fréquence linéaire du signal émis entre 1,8 et 5,3 kHz permet de coupler la capacité pénétrative des ondes basses fréquence et la résolution des ondes hautes fréquences. Dans des conditions optimales, la résolution est d'environ 30-50 cm verticalement et d'1 ou 2 mètres horizontalement. La large bande passante du signal offre donc une résolution plus élevée que le système Sparker. Il offre en particulier un signal de qualité dans les premiers mètres du sédiment alors que la sismique sparker présente un réflecteur du fond d'une épaisseur importante, associée à la convolution du signal source et réfléchi. Néanmoins, la pénétration reste superficielle (maximum 50 m environ) et dépend des paramètres environnementaux et du niveau de bruit. Enfin, ce dispositif ne permet de sonder que des sédiments, bien souvent correspondant uniquement à la fraction fine, et n'est pas efficace sur les roches du socle cristallin.

Acquisition

L'acquisition des données de sondeur de sédiment se déroule en parallèle de l'acquisition des données de sonar latéral interférométrique Geoswath. En effet, les deux dispositifs étant solidaires de la coque du navire et requérant des conditions d'acquisition similaires, leur déploiement simultané est possible. Les données ont été acquises à l'aide des logiciels SUBOP et QC SUBOP développés par l'IFREMER.

5.5.3 Conditions d'acquisition

Les conditions d'acquisition de données dans les zones côtières répondent à de nombreuses contraintes. La Baie de Bourgneuf est une zone de navigation plaisancière importante, particulièrement aux beaux jours. Les campagnes RETZ1 et RETZ2 ayant eu lieu respectivement au mois d'avril et au mois de juin et juillet, la navigation nécessita une grande vigilance et le déploiement de la sismique sparker n'a pas été possible tous les jours, pour des raisons de sécurité. Dans la Grande rade et l'estuaire de la Loire, la présence de tankers dans la zone de mouillage d'attente a influencé la localisation des profils (fig. 5.10).

La faible hauteur d'eau de la baie implique que le multiple du réflecteur du fond est rapidement visible sur les profils de sismique réflexion, ce qui peut grandement limiter l'interprétation des faciès acoustiques. Lors de l'acquisition des données de bathymétrie, la largeur de fauchée du sonar interférométrique dépend de la hauteur d'eau et nécessite de nombreux profils parallèles avec un recouvrement important. La hauteur d'eau influe donc grandement sur le nombre de profils nécessaires pour imager l'ensemble de la zone désirée, et donc le temps d'acquisition.

La nature des sédiments superficiels étant largement vaseuse dans la Baie de Bourgneuf, de nombreuses zones présentant de la matière organique dans les premiers mètres de la couverture sédimentaires présentent un faciès acoustique sourd sur les données de sismique réflexion sparker et chirp. Le fond des vallées actuelles et paléovallées est donc très souvent invisible sur les profils.

Enfin, les vastes zones d'estran limitent l'accessibilité du fond de la Baie de Bourgneuf et ce même durant les périodes de fort coefficient de marée.

5.6 Traitement des données géophysiques

5.6.1 Bathymétrie

Le traitement des données bathymétriques a été réalisé à partir du logiciel Caraibes©V5.0 (CARTographie Appliquée à l'Imagerie et la Bathymétrie des Sonars et sondeurs multifaisceaux), développé par l'IFREMER. Il correspond à une chaîne de modules de traitement appliqués individuellement sur chaque profil (fig. 5.15).

La **première étape du traitement** des sondes bathymétriques brutes (fichiers .rdf) utilise le module TGeos (fig. 5.15), qui permet conjointement :

- d'extraire les données de navigation (fig. 5.15, fichiers au format .nvi), et de les convertir au format .ascii à partir du module NavExp, afin d'être visualisables sur SIG. Cette étape permet également le géoréférencement des sondes bathymétriques brutes dans l'ellipsoïde de référence (WGS84) et la projection de référence utilisée pendant l'acquisition (Lambert 93),

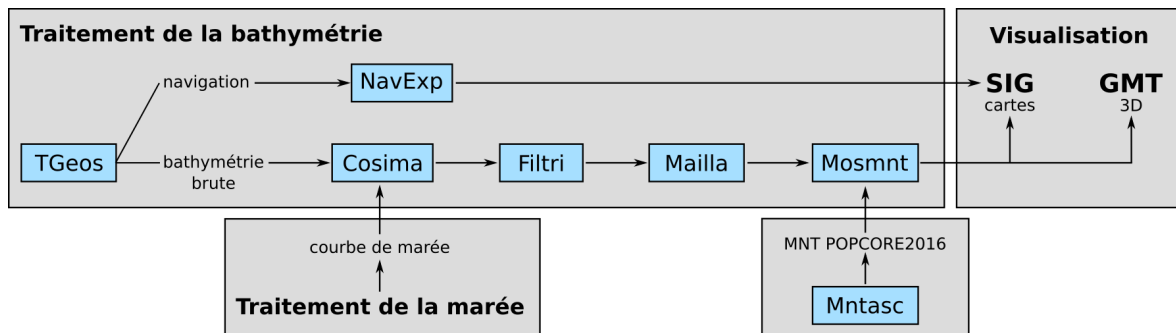


FIGURE 5.15 – Traitement et visualisation des données de bathymétrie.

- d'appliquer aux données brutes les profils de célérité de la colonne d'eau acquis lors de la mission, et,
- de convertir les données de bathymétrie brutes au format .mbg (fig. 5.15) de Caraïbes en intégrant les corrections définies lors de la calibration du sonar (roulis, cap, tangage) et les décalages entre l'antenne GPS et le point de référence du navire. Plusieurs filtrages sont également appliqués en précisant la gamme de profondeur attendue et permettent de supprimer les sondes aberrantes.

La **seconde étape de traitement** est réalisée à l'aide du module Cosima, et correspond à la correction de la marée (fig. 5.15). En effet, les levés bathymétriques s'étant déroulés pendant 13 jours, à compter de 7h d'acquisition par jour environ, il est indispensable de prendre en compte l'impact de la marée et corriger la hauteur d'eau. Pour ce faire, il faut calculer une courbe de marée (fig. 5.15) à partir de mesures de marée pouvant être issues d'un marégraphe mouillé sur la zone, d'un marégraphe terrestre si la zone d'étude est proche de la côte, ou encore à partir des données GPS de navigation ou des modèles numériques prédictifs de marée.

Nous avons tout d'abord utilisé la courbe de marée mesurée par le marégraphe côtier numérique de l'Herbaudière⁸, qui est le plus proche de la zone d'acquisition. Ce marégraphe fait partie du réseau REFMAR (réseaux de REFérence des observations MARégraphiques : (e.g. Pouvreau et al., 2012, 2014), mis en place par le SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine), qui assure la collecte et la diffusion des données publiques relatives à l'observation des hauteurs d'eau. Cependant, la correction appliquée à partir de ces données induisait de nombreux biais et décalages au sein des « boîtes » de mesures.

Nous avons donc calculé une courbe de marée à partir des données altimétriques du GPS RTK de l'Haliotis (ZGPS) en prenant en compte (fig. 5.16) :

- l'écart vertical entre la position du GPS sur le bateau, qui est la référence de navigation, et la ligne de flottaison (HGPS)
- l'écart vertical entre le zéro hydrographique (niveau des plus basses mers) et le zéro de l'IGN69 (ZH)
- le décalage géodésique entre l'IGN69 et l'ellipsoïde WGS84 (RAF98)

Toutefois, cette correction de n'était toujours pas satisfaisante, notamment à cause de la qualité variable des courbes de marée selon la réception du signal RTK.

Pour palier à ce problème, nous avons décidé de calculer une courbe de marée prédictive à l'aide du module MarNav, à partir des fichiers de navigation (.nvi) de la campagne et le modèle

8. <http://dx.doi.org/10.17183/REFMAR#198>

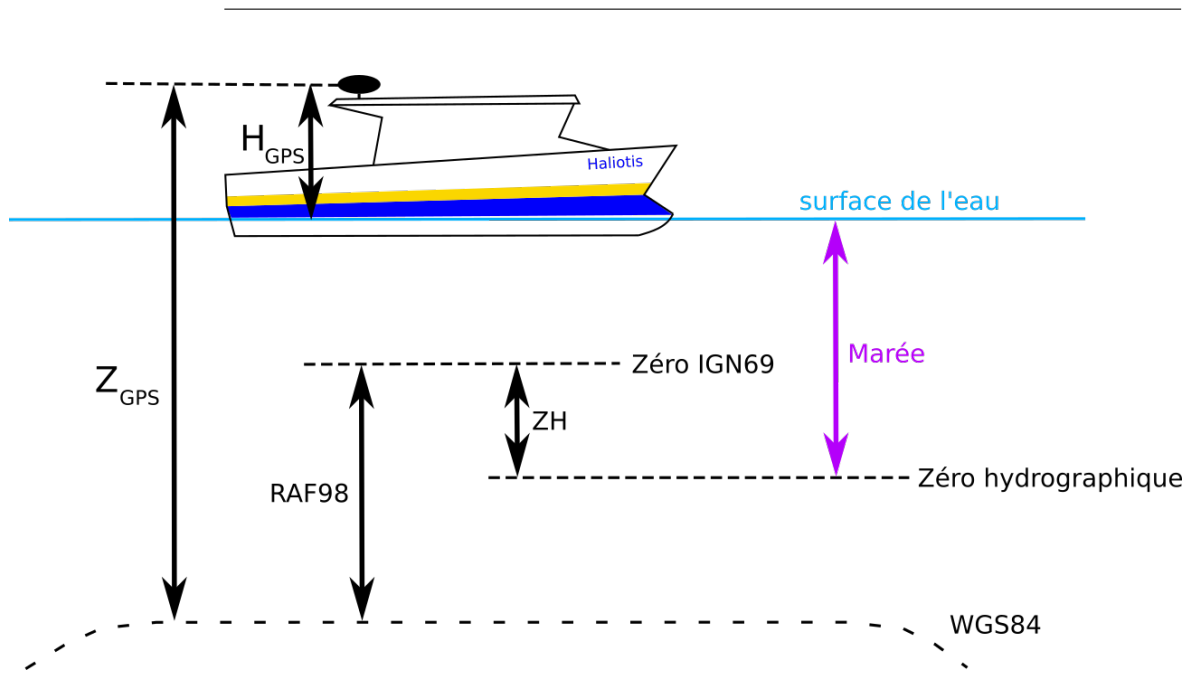


FIGURE 5.16 – Schéma illustrant le principe de calcul de la marée GPS, à partir des données altimétriques du GPS RTK de l’Haliotis (Z_{GPS}). ZH correspond à l’écart vertical entre le zéro hydrographique (niveau des plus basses mers) et le zéro de l’IGN69.

des constantes harmoniques du SHOM. La courbe de marée n’est donc pas générée selon un port de référence mais pour le point de navigation le plus proche du modèle de marée du SHOM, qui a une résolution moyenne de 5 NM (1 mille nautique = 1852 mètres) et est basé sur un maximum de 143 composantes harmoniques. Cette nouvelle correction de marée est cohérente, et contrairement aux deux techniques précédentes, ne présente aucun décalage. C’est donc cette solution que nous avons retenue et appliquée individuellement à l’ensemble des profils, nous permettant d’homogénéiser la correction de marée sur l’ensemble des jours d’acquisition.

La **troisième étape de traitement** utilise le module Filtri (fig. 5.15), qui permet un filtrage automatique des sondes bathymétriques en appliquant une triangulation de Delaunay et une méthode des hauteurs.

La triangulation de Delaunay permet d’exclure les points se trouvant à l’intérieur du cercle circonscrit d’un des triangles (fig. 5.17, a). Ensuite, la méthode des hauteurs utilise la profondeur d’une sonde et des sondes les plus proches, correspondant aux sommets des triangles auxquels appartient la sonde considérée (fig. 5.17, b), afin de déterminer les sondes aberrantes. Pour chaque sonde du profil, la profondeur moyenne ($Z_{moyenne}$) de la sonde (Z_{sonde}) et de ces proches voisins est calculée avec une pondération selon la distance. Elle permet de définir une zone limite en prenant la différence entre la profondeur de la sonde et la profondeur moyennée ($Z_{sonde} - Z_{moyenne}$), multipliée par un paramètre défini par l’utilisateur. Ce processus est répété pour l’ensemble des sondes du profil, et permet d’établir les limites hautes et basses en dehors desquelles les sondes sont considérées invalides (fig. 5.17, c). Ce premier filtrage automatique peut être relativement long, et est généralement équivalent au temps d’acquisition.

La **quatrième et dernière étape de traitement** est réalisée avec le module Mailla (fig. 5.15), qui permet l’assemblage des fichiers .mbg de bathymétrie, au préalable corrigés de la marée et nettoyés des sondes aberrantes. Une interpolation permet de passer d’un nuage de points aléatoires (les sondes bathymétriques acquises) à un maillage régulier. Le MNT ainsi obtenu se présente

Triangulation de Delaunay

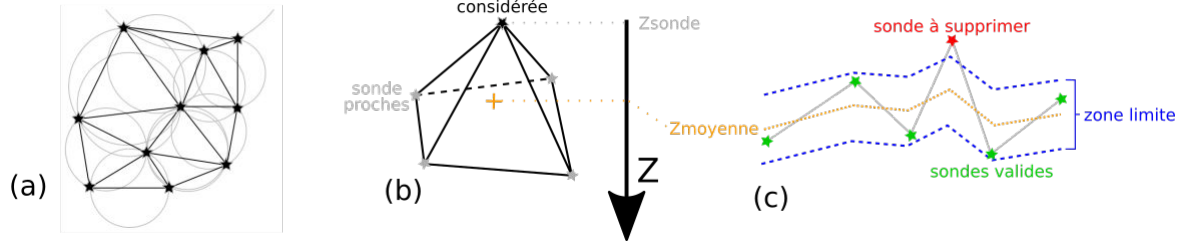


FIGURE 5.17 – Illustration du filtrage automatique du module Filtri (fig. 5.15) : (a) validation des sondes par triangulation de Delaunay, (b) détermination des sondes proches de la sonde considérée, (c) détermination de la zone limite permettant l'exclusion/la validation des sondes.

donc sous la forme d'une grille de valeurs bathymétriques avec un pas homogène. Les paramètres utilisés pour ce module sont définis selon le pas désiré pour le MNT et la qualité des données acquises. La résolution finale que nous avons choisie est de 2 m, dans la projection Lambert 93.

L'intégration du MNT de la mission POPCORE 2016, d'une résolution de 2 m également a été réalisée après une conversion au format .ascii grâce au module Mntasc (fig. 5.15), à partir du module Mosmnt (fig. 5.15) qui permet de créer une mosaïque avec le MNT POPCORE et le MNT de la BB1 de la mission RETZ2.

Les MNT ont été visualisés sur SIG (ArcGis® et QGIS) et avec GMT (Generic Mapping Tools, Wessel et al., 2013) afin d'obtenir une vue 3D.

5.6.2 La sismique Sparker

Le traitement des données brutes au format SEG-Y a été réalisé à partir du logiciel DELPH Interpretation©(IxBlue). Il consiste tout d'abord à extraire les données de navigation des profils (positionnement), qui ont été modifiées afin d'obtenir un plan de navigation total visualisable sur SIG. Ensuite, les divers traitements appliqués sont adaptés à chaque profil selon les variations de conditions d'acquisition : marée, profondeur d'eau, variabilité des milieux imagés, état de la mer.

Le signal est optimisé et le bruit minimisé par un filtrage passe bande limitant les hautes ou basses fréquences et l'application d'un gain linéaire compensant la perte d'énergie avec la pénétration. La déconvolution de la signature du signal supprime le rebond acoustique lié au puissant réflecteur correspondant au fond. La correction de marée correspond au repositionnement vertical des données en fonction de la courbe sinusoïdale de marée. Enfin, la correction de l'effet de la houle permet de lisser l'ensemble des réflecteurs. Grâce au logiciel DELPH Interpretation©(IxBlue), les profils sont visualisables en TWTT (Two Way Travel Time) en ordonnées et en nombre de tirs en abscisse, que l'on peut tous deux convertir en distance tout au long du processus et permettent d'adapter le traitement.

5.6.3 La sismique CHIRP

Le traitement des données brutes au format SEG-Y a été réalisé à partir d'une séquence de traitement du signal élaborée par Anne Pacault (IFREMER). Un ensemble de programmes Matlab permettent la corrélation des données brutes avec le signal modulé émis, la conversion de l'enveloppe du signal ainsi obtenue, la correction de la divergence sphérique, l'application d'un gain linéaire à partir du fond et de délais d'enregistrements si nécessaire et enfin la compensation des

mouvements du navire.

Les positions de navigation obtenues au cours de cette séquence de traitement ont été modifiées afin d'obtenir un plan de navigation total visualisable sur SIG. Les profils traités sont visualisables en TWTT (Two Way Travel Time) en ordonnées et en nombre de tirs en abscisse, que l'on peut également convertir en distance.

5.7 Exploitation des données

5.7.1 Interprétation des données de sismique réflexion

L'interprétation des données de sismique réflexion a été réalisée grâce au logiciel Kingdom-Suite©, qui permet le géoréférencement et la visualisation des différents profils, à partir des données de navigation et des fichiers SEG-Y traités (fig. 5.18).

Parmi les outils d'interprétation proposés, nous avons utilisé le pointé d'horizons sur les profils, dont l'utilisation est optimisée grâce au géoréférencement des profils dans un référentiel vertical, permettant ainsi d'établir la continuité des horizons entre les profils parallèles ou traversiers.

Nous avons également intégré dans le projet Kingdom©créé pour ce travail, d'autres données géoréférencées telles que le trait de côte, des cartes géologiques, des données de bathymétrie sous forme de grille et d'ombrage, etc, afin d'avoir à disposition toutes les informations nécessaires à l'interprétation. Les informations relatives aux carottes peuvent également être intégrées à un projet Kingdom©mais nous ne disposons pas de données de ce type pour notre zone d'étude.

La position de chaque profil a été corrigée verticalement si nécessaire avec l'application d'un délai positif ou négatif sur l'ensemble du profil afin de recalibrer le réflecteur du fond pointé sur le profil et les données de bathymétrie.

L'interprétation des profils de sismique est basée sur les principes généraux de la stratigraphie sismique (Mitchum Jr et al., 1977). Elle consiste en l'identification de la corrélation de séquences ou unités sismiques, complétées par l'analyse de faciès acoustiques.

Nous avons tout d'abord analysé les faciès sismiques en déterminant des unités à partir de l'étude de la configuration, de la continuité, de l'amplitude et de la fréquence des réflexions. La géométrie des faciès permet ensuite une interprétation en termes de lithologie, stratification et environnement de dépôt.

Les faciès sismiques ont été identifiés à partir de la description des caractéristiques des unités sismiques observées lors d'études antérieures de l'architecture et des remplissages des vallées fossiles de la Loire (GEOLOIRE 2003, Proust et al., 2010)

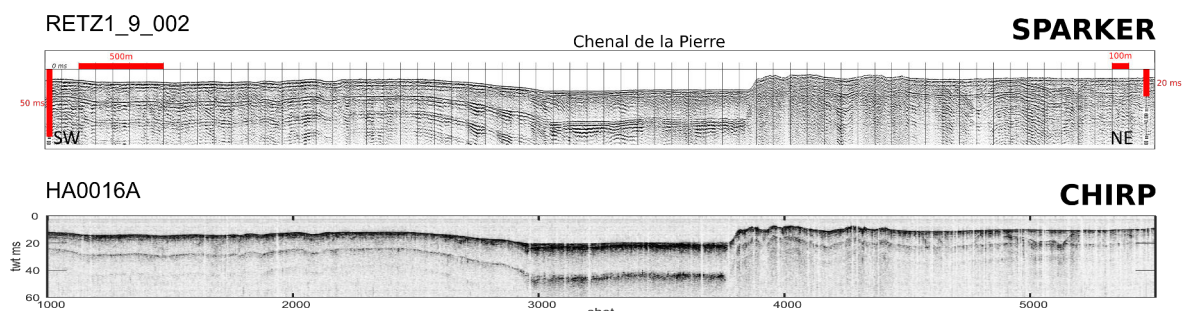


FIGURE 5.18 – Exemple de profils bruts de sismique Sparker et CHIRP sur la même zone (RETZ1).

5.7.2 Calcul du remplissage sédimentaire récent

Lors de l'interprétation grâce au logiciel KingdomSuite©, nous avons pu identifier deux niveaux repères nécessaires au calcul de l'épaisseur des sédiments néogènes à quaternaire :

- **toit du socle indifférencié** : qui correspond au toit des sédiments indurés éocènes lorsqu'ils sont identifiables, ou du socle paléozoïque lorsque qu'ils ne le sont pas.
- **fond** : qui correspond à l'interface eau - sédiment,

Ces niveaux repères ont été pointés sur l'ensemble des profils des campagnes RETZ1 et RETZ2, lorsque cela était possible.

Les horizons ainsi pointés sont exportés sous forme de fichiers de points géoréférencés (au format : lon, lat, temps (s)), et nous avons converti le temps double (TWTT « two way travel time », en secondes) en profondeur (en mètres) en appliquant la formule :

$$A = -(2B/1600) = -(B/800) \quad (5.1)$$

avec A le temps double (en sec) et B la profondeur (en m). Nous avons fait le choix de considérer une vitesse de propagation des ondes homogènes dans l'eau et les sédiments non consolidés, d'une valeur de 1600 m/s.

Les valeurs ponctuelles de la profondeur de chaque horizon ont ensuite été interpolées avec la fonction *nearneighbour* de GMT (Generic Mapping Tools, Wessel et al., 2013) afin d'obtenir des cartes représentant le fond dans la BB et le toit du socle indifférencié.

Enfin, nous avons calculé l'épaisseur de sédiments néogènes à quaternaire avec la fonction *grdmath* de GMT (Generic Mapping Tools, Wessel et al., 2013) en réalisant une soustraction des grilles précédemment obtenues : (fond – toit du socle indifférencié).



Troisième partie

Analyse et interprétation des résultats

Introduction

Cette partie présente les résultats des différentes méthodes mises en oeuvre pour déterminer la géométrie des bassins sédimentaires du Marais Breton et de la Baie de Bourgneuf, ainsi que l'amplitude et la répartition de leur remplissage sédimentaire néogène à quaternaire, à partir des données gravimétriques, de forages et de sismique réflexion.

Une partie est également consacrée à l'étude de la morphologie des fonds et de répartition et la dynamique des formations sédimentaires superficielles localement dans la Baie de Bourgneuf.

5.8 Géométrie et remplissage du bassin à terre : approche gravimétrique

A partir de l'anomalie air libre du BGI nous avons recalculé l'anomalie de Bouguer complète afin d'étudier la signature du bassin sédimentaire du Marais Breton et de la faille de Machecoul à l'aide d'une étude approfondie du signal (filtrage).

Les forages à terre nous ont servi à déterminer la géométrie du bassin grâce au relevé du niveau repère "toit du substratum" et à construire un modèle de bassin sédimentaire contrôlé par une faille dont nous avons calculé la réponse gravimétrique.

5.8.1 L'anomalie de Bouguer

A première vue, l'anomalie de Bouguer permet donc d'identifier la trace supposée de la faille de Machecoul, avec une répartition différente des masses de part et d'autre de la faille. Afin de mieux comprendre la source de ce signal, et étant donné la taille réduite de notre objet (la faille de Machecoul) et la faible amplitude du signal, nous avons filtré les grandes longueurs d'onde de l'anomalie de Bouguer complète pour faire ressortir des courtes longueurs d'onde liées aux sources plus superficielles. Ce traitement du signal a été effectué grâce à la fonction *grdfft* de GMT (Wessel et al., 2013) sur l'anomalie de Bouguer interpolée.

Filtrage des grandes longueurs d'onde

Le signal gravimétrique étant la somme de tous les signaux sources à différentes profondeurs, il va donc être impacté à grande longueur d'onde par les effets régionaux. Les signaux provenant de sources plus superficielles ou moins intenses sont la plupart du temps masqués, et doivent être décorrélés du signal total. Par exemple, les structures liées aux fortes anomalies négatives au nord du CSA, ou positives à l'est de l'accident de Ste Pazanne-les Essarts pourraient avoir un effet dans notre zone et ainsi masquer le signal à plus petite longueur d'onde, comme par exemple une potentielle anomalie liée à la faille de Machecoul.

L'anomalie de Bouguer négative observée sans filtrage au sud de la faille de Machecoul a une largeur d'environ 5 km et une longueur d'environ 15 km (fig. 5.19, en bas). Nous avons donc essayé de filtrer le signal pour des longueurs d'onde supérieures à 25, 20, 10 et 5 km, pour essayer d'isoler le signal potentiellement relié à la faille de Machecoul (fig. 5.20). Nous n'avons pas essayé de filtrer à une longueur d'onde inférieure à 5 km, étant donné la distance entre les points de mesure et donc la résolution de notre grille d'interpolation.

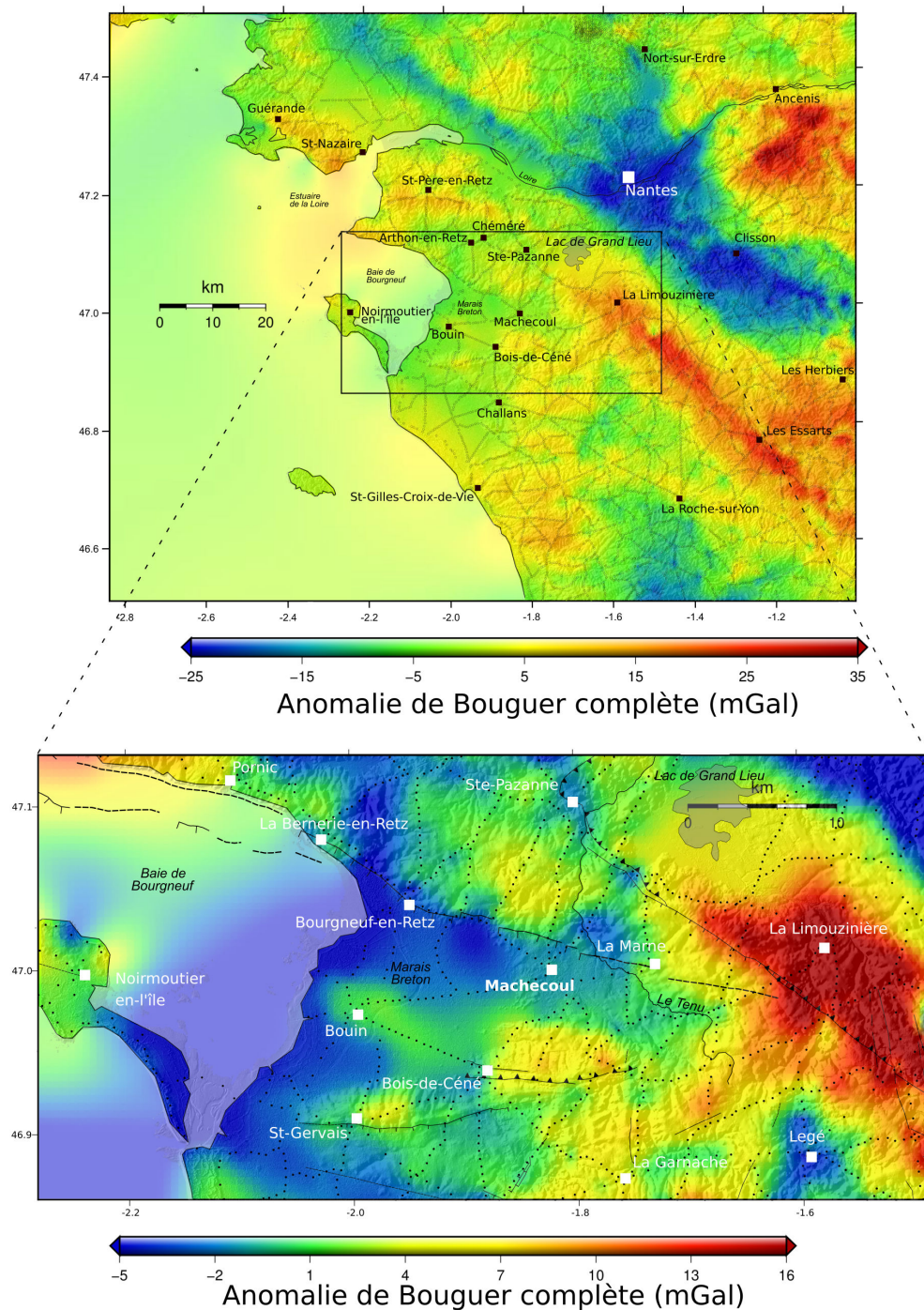


FIGURE 5.19 – En haut, distribution de l’anomalie de Bouguer complète calculée (en mGal) à partir de l’anomalie air libre fournie par le BGI, à l’échelle de la Vendée littorale et de la Loire-Atlantique. En bas, zoom sur la faille de Machecoul, avec une échelle de couleurs adaptée. Les points de mesure sont représentés en petits ronds noirs à terre. Un léger masque blanc a été appliqué sur l’interpolation en mer, étant donné le faible nombre de données.

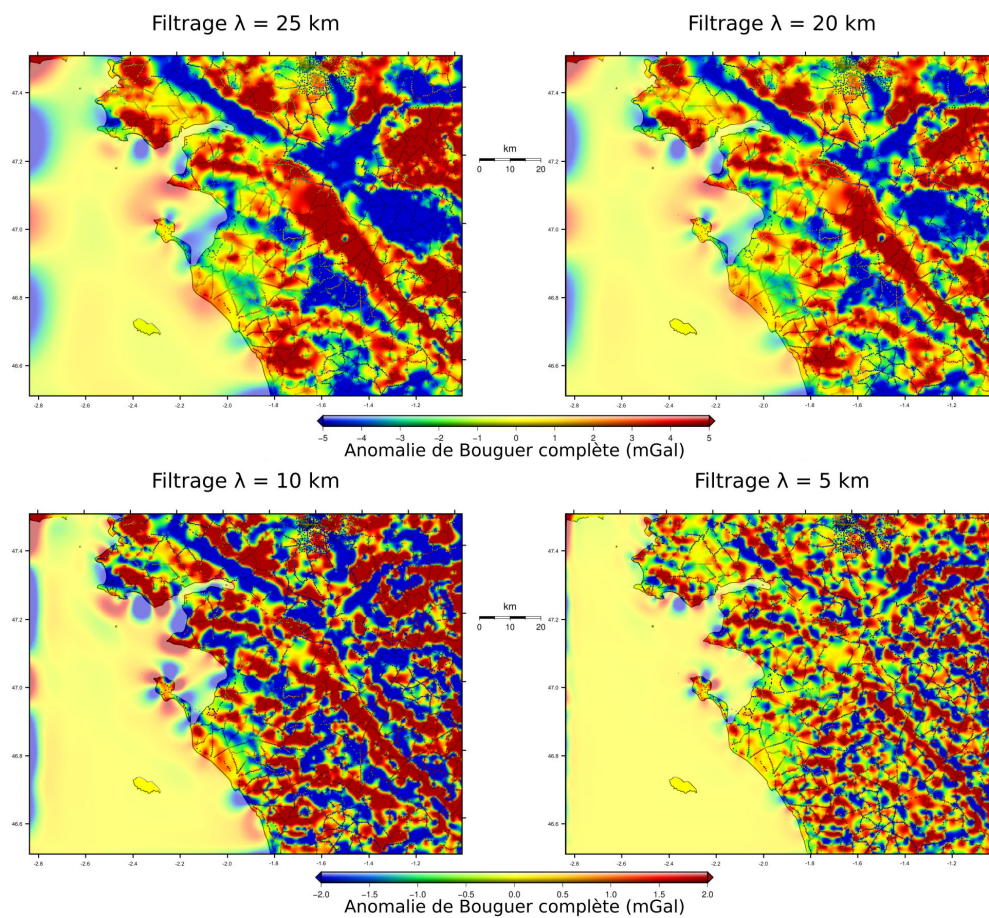


FIGURE 5.20 – Filtrages de l’anomalie de Bouguer complète à 25, 20, 10 et 5 km de longueur d’onde, à l’échelle de la Vendée littorale et Loire-Atlantique. L’échelle de couleur est différente des figures précédentes et varie en haut et en bas sur cette figure. Un léger masque blanc a été appliqué sur l’interpolation en mer, étant donné le faible nombre de données.

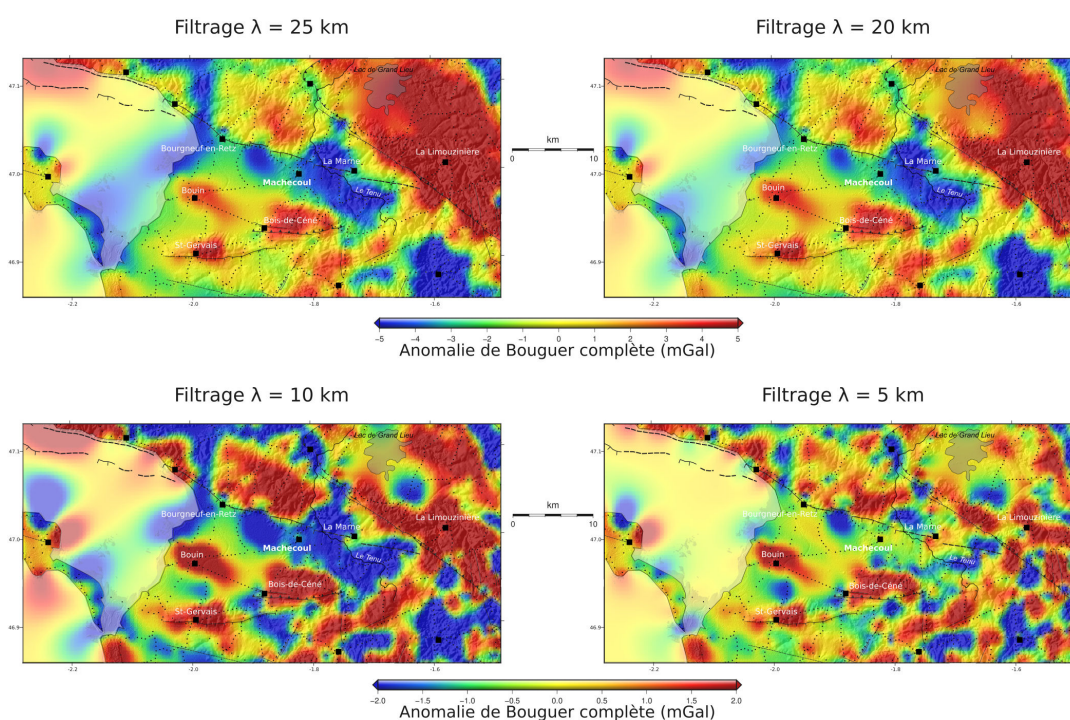


FIGURE 5.21 – Filtrages de l’anomalie de Bouguer complète à 25, 20, 10 et 5 km de longueur d’onde, à l’échelle du zoom au niveau de la faille de Machecoul. L’échelle de couleur est différente des figures précédentes et varie en haut et en bas sur cette figure. Un léger masque blanc a été appliqué sur l’interpolation en mer, étant donné le faible nombre de données.

Pour plus de lisibilité, il est intéressant de zoomer au niveau de la faille de Machecoul (fig. 5.21) comme précédemment (fig. 5.19).

Avec les filtres passe-haut à $\lambda = 25, 20$ et 10 km, le contraste d’anomalie observable au niveau de la faille de Machecoul est toujours présent et peut être suivi du trait de côte jusqu’à 20-25 km à terre à l’est (fig. 5.21, filtrage $\lambda = 25, 20$ et 10 km). On y retrouve globalement les valeurs les plus faibles d’anomalie (~ -5 mGal) de la zone. Toutefois, l’anomalie négative à l’est de Machecoul semble se prolonger vers le nord et recouper ainsi perpendiculairement le tracé supposé de la faille à l’ouest de La Marne (en tirets noirs, zone où la signature géomorphologique de la faille semble s’atténuer). Les anomalies positives (5 mGal) au niveau de Bouin, St-Gervais et à l’est du Bois-de-Céné restent aussi bien visibles (fig. 5.21).

Géométrie du bassin : le toit du substratum

Le signal gravimétrique autour de la faille de Machecoul peut provenir des contrastes entre unités géologiques (répartition différente des masses de part et d’autre de la faille). Au nord de la faille, les anomalies globalement positives peuvent être associées à la présence de roches anciennes magmatiques et métamorphiques du socle (méta-ignimbrites et micaschistes, densité d’environ 2,75; Gebelin et al., 2004) à l’affleurement (fig. 5.22).

L’anomalie négative globalement orientée N110 au sud de la faille traduit un déficit de masse, qui peut être associé à un remplissage sédimentaire éocène à quaternaire (calcaire sableux et alluvions marines, densité 1,5 à 2,1) du Marais Breton (fig. 5.22). Les anomalies positives retrouvées

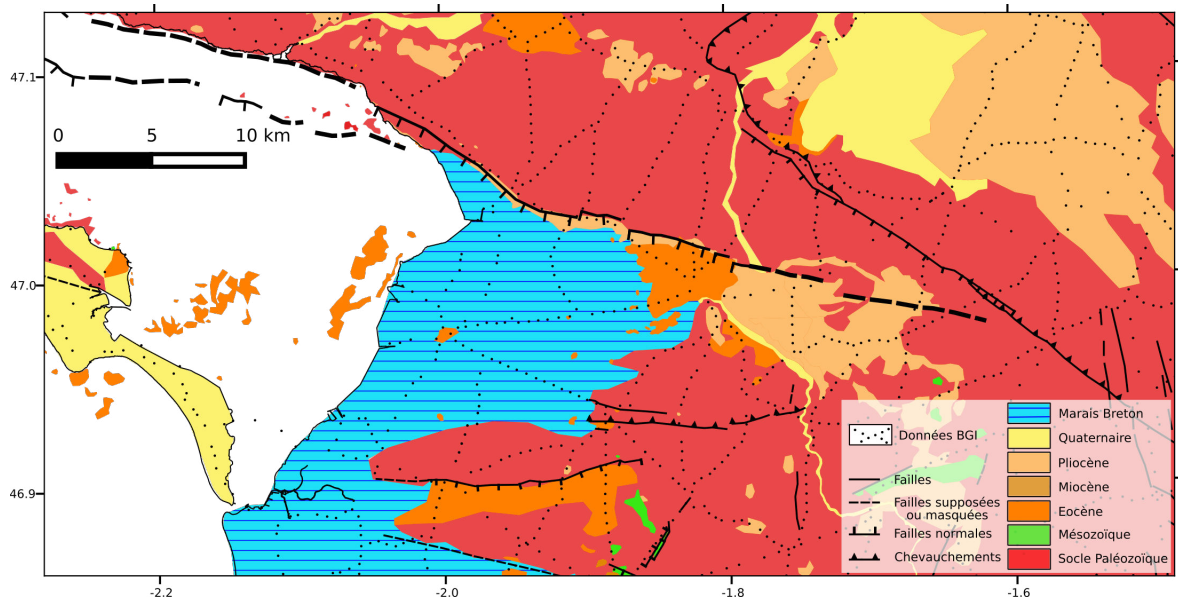


FIGURE 5.22 – Carte géologique simplifiée de la zone correspondant au zoom sur la faille de Machecoul (figs. 5.2 2 en bas et 5.21).

au cœur du Marais Breton (figs. 5.19 en bas et 5.21) peuvent également être associées aux roches du socle qui affleurent, notamment l'unité du Bois de Céné (schistes bleus).

L'anomalie gravimétrique négative présente dans le Marais Breton, de l'ordre de 5 mGal, est similaire aux anomalies retrouvées dans d'autres bassins tertiaires du MA, comprises entre 5 et 10 mGal, (Jaeger, 1967; Wyns, 1991).

Seul le bassin de Saffré au Nord de Nantes, dont l'anomalie est de 12 mGal, est contraint en profondeur par un sondage confirmant 330 m de sédiments déposés sur le socle cristallin (Wyns, 1991; Barbaroux et al., 1983). Les bassins de Nort/Erdre et de Rennes présentent des anomalies « légères nettement plus intenses que celle du bassin de Saffré » (Wyns, 1991) (~15 mGal) et Jaeger and Corpel (1967) estiment à partir de modélisations que leur profondeur est de l'ordre de 500 m.

Toutefois, d'après les forages de la BSS étudiés et le relevé du niveau repère "toit du substratum", la profondeur du Marais Breton n'est pas du tout du même ordre que celle des bassins de Saffré (330 m), Rennes ou Nort/Erdre (500 m).

La surface du toit du substratum correspond à la limite entre les formations du socle cristallin paléozoïque et les formations sédimentaires, qui par endroit correspond à la limite entre le socle sain et le socle altéré. Le toit du socle cristallin n'est pas atteint dans tous les ouvrages, certains pouvant être superficiels (Annexe C.1). Ce niveau repère ne peut pas être considéré comme une paléosurface isochrone mais fournit cependant une information sur la profondeur maximale de l'érosion avant le remplissage sédimentaire, c'est-à-dire la géométrie du bassin (figs. 5.5 et 5.23 données : 112 forages / 190).

Le socle paléozoïque affleurant dans le Pays de Retz et à l'est et au sud-est de Machecoul (fig. 3.8), l'altitude du toit du substratum est positive (fig. 5.23). Le toit du socle cristallin est retrouvé à 41 m de profondeur dans la partie nord du MB au pied de la faille de Machecoul en zone littorale. Il s'enfonce de plus en plus dans la partie sud du Marais Breton jusqu'à atteindre 121 m de

profondeur à St-Jean-de-Monts. L'absence de données dans la partie est du Marais Breton limite cependant l'interprétation des variations de profondeur de ce niveau repère et donc la détermination de la géométrie du bassin.

L'épaisseur de sédiments du Marais Breton serait donc plutôt près de 3 fois moins importante que pour le bassin de Saffré, voir 8 fois moins importante si on ne considère que la partie Nord du MB, alors que l'anomalie gravimétrique du Marais Breton (5 mGal) est seulement 2 fois moins importante que le celle du bassin de Saffré (12 mGal).

Au vu de la densité de points de mesure fournis par le BGI et donc de la résolution de l'anomalie de Bouguer, il est probable que ces faibles épaisseurs sédimentaires (jusqu'à une quarantaine de mètres d'après les données de forage étudiées, fig. 5.23) aient un signal trop faible pour être enregistré avec la couverture actuelle, assez hétérogène.

Nous proposons donc une approche par modélisation, afin de confirmer ou non que l'amplitude de la signature du bassin du Marais Breton observée (5 mGal) est cohérente avec les épaisseurs de remplissage sédimentaire issues des données de forage, et estimer si l'étude de la continuité en subsurface de faille de Machecoul est possible à partir de données de gravimétrie.

5.8.2 Modélisation

Nous avons calculé la réponse gravimétrique d'un modèle de bassin sédimentaire contrôlé par une faille pour un jeu de données synthétiques disposées le long d'un profil perpendiculaire à la faille. Le profil s'étend sur 10 km de part et d'autre de la faille, et le pas d'échantillonnage est de plus en plus faible à proximité de la faille (compris entre 1 km et 10 m). Le calcul de la réponse gravimétrique totale est la somme du signal de petits parallélépipèdes délimitant les structures géologiques principales. On utilise ici la méthode de Blakely (1995). Nous avons ensuite comparé ces données synthétiques avec l'anomalie de Bouguer observée dans la zone modélisée.

Construction du modèle

Le choix de la zone à modéliser a été fait en fonction des forages étudiés de la BSS (fig. 5.24, ronds noirs) et de la couverture des points de mesures du BGI afin de placer notre profil de référence (fig. 5.24).

Quatre forages de la BSS sont situés à proximité de la faille de Machecoul et dans le Marais Breton (fig. 5.24, ronds noirs) et peuvent donc contraindre notre modèle :

- 05076X007/SGI1 (figs. 5.24 et 5.25 n°1), profond de 24 mètres et qui traverse 4 formations différentes, dont 2 sédimentaires correspondant au remplissage du bassin (Holocène, jusqu'à -3.5 m et Lutétien supérieur jusqu'à -17.20m) et 2 formations correspondant au socle cristallin, altéré (à partir de -17.20m) et sain (-21m).
- 05076X0005/SLM3 (n°2), qui atteint 81 mètres de profondeur et est très similaire au forage n°1 concernant les lithologies retrouvées mais avec des profondeurs différentes
- 05077X0022/F (n°3) et 05078X0048/F (n°4), sont tous deux localisés sur le compartiment supérieur de la faille et ne présentent peu ou pas de remplissage sédimentaire.

Les points de mesure du BGI sont globalement localisés le long des axes routiers et par conséquent ne forment pas un maillage régulier dans notre zone d'étude (fig. 5.24, petits ronds noirs). A

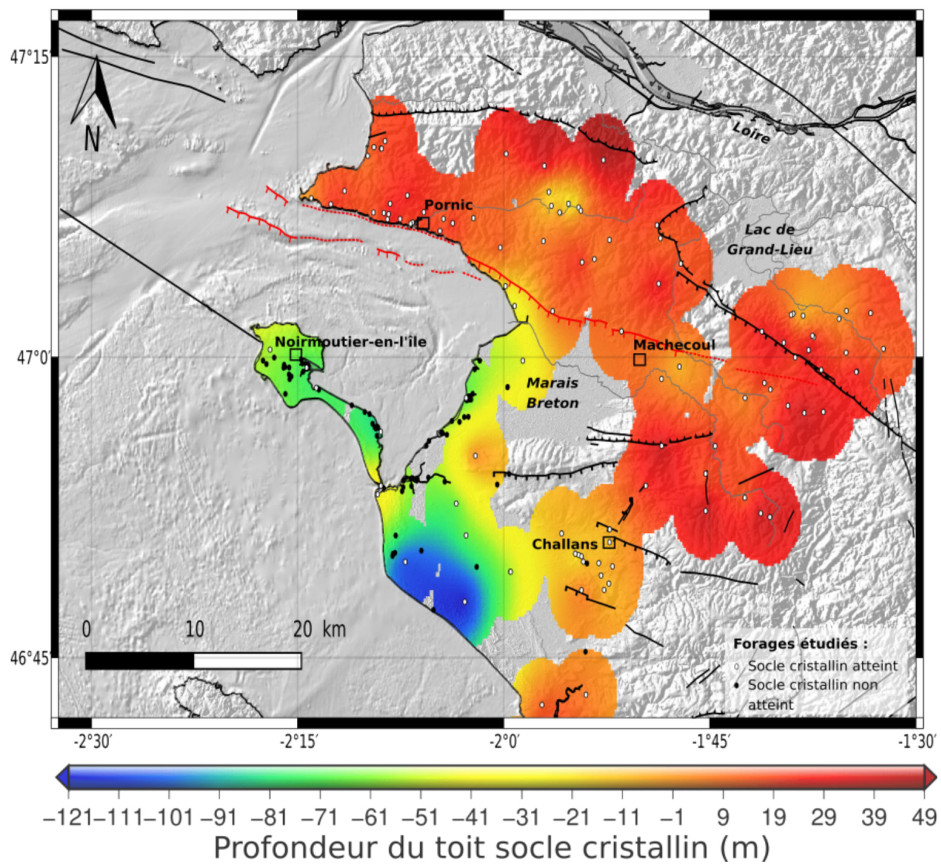
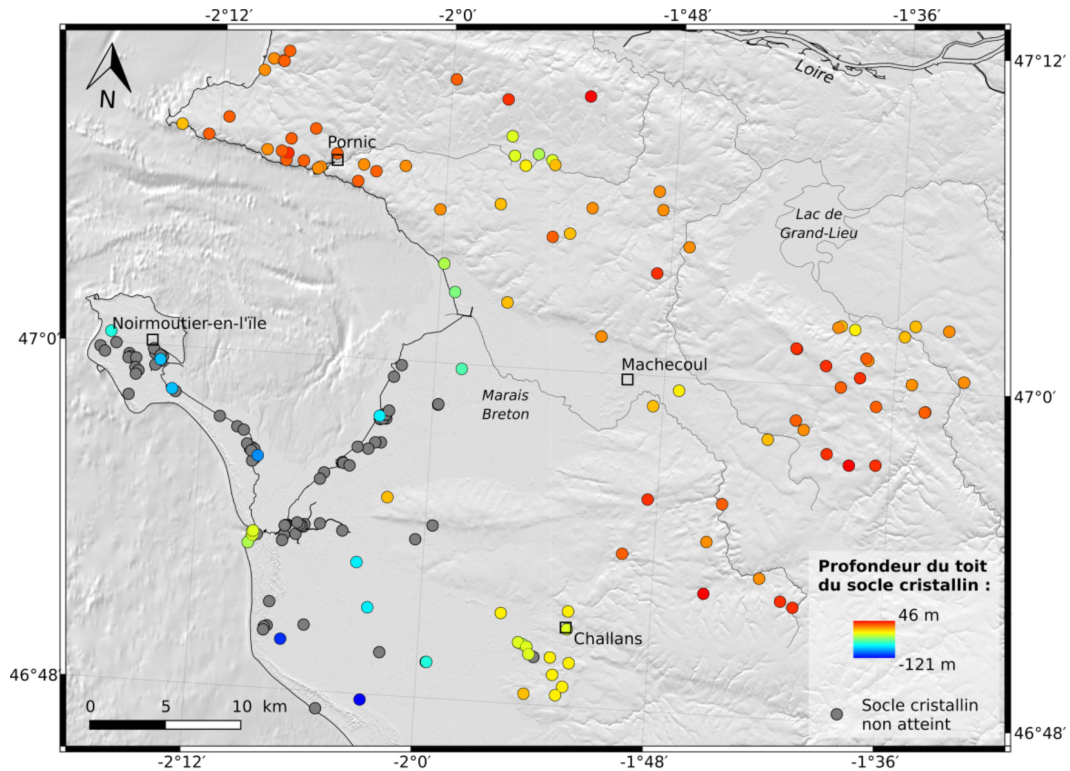


FIGURE 5.23 – Niveau repère « toit du substratum ». En haut, représentation des profondeurs relevées (112 au total, couleurs selon la profondeur); toutefois le socle cristallin n'est pas toujours atteint dans les ouvrages (78, en gris). En bas, interpolation de la surface sur fond d'ombrage MNT à partir des relevés. Le tracé de la faille de Machecoul est représenté à terre et en mer en rouge.

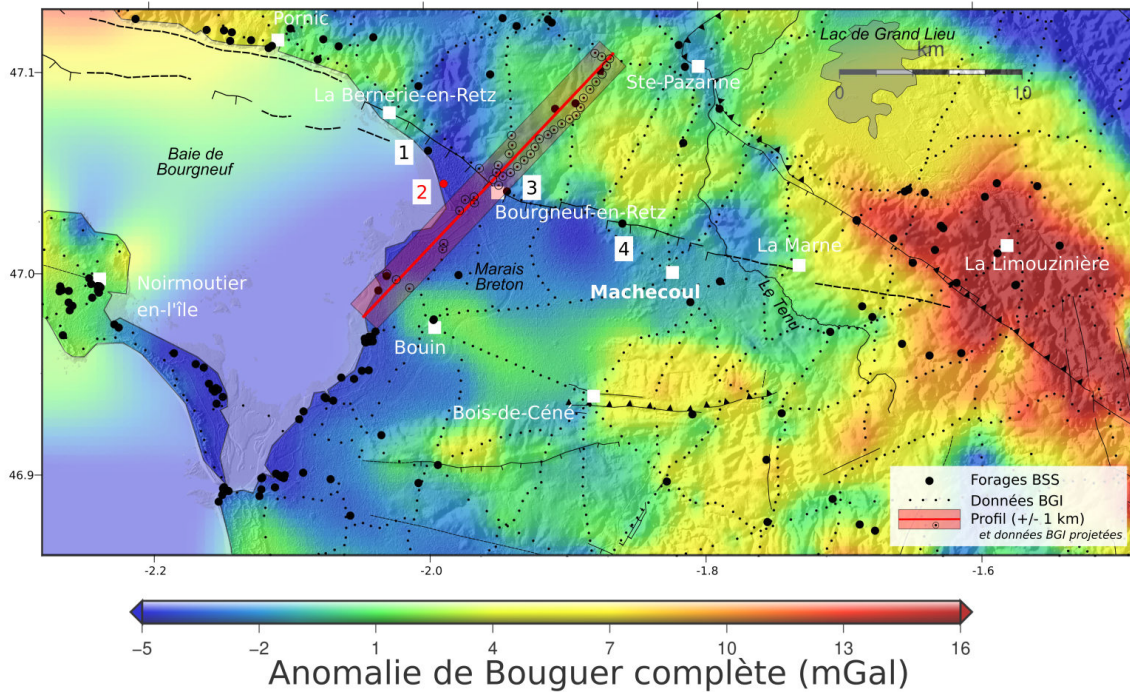


FIGURE 5.24 – Carte de l’anomalie de Bouguer complète non filtrée. Les forages de la BSS étudiés sont représentés par les ronds noirs. Le forage de la BSS (05076X0005/SLM3, n°2 rond rouge) utilisé pour construire le modèle ainsi que la localisation du profil (courbe noire et points de mesure projetés, fig. 5.27). Les points de mesure du BGI sont représentés en petits ronds noirs.

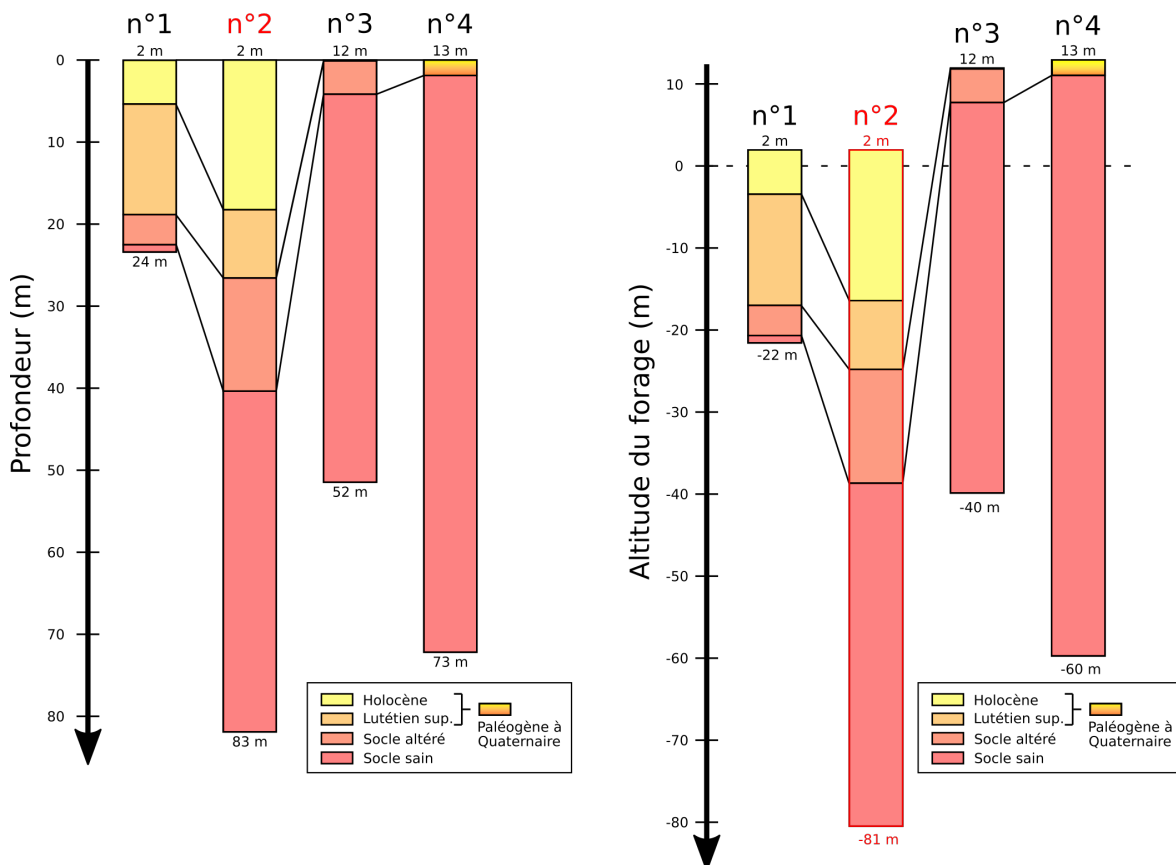


FIGURE 5.25 – Schéma des quatre forages de la BSS localisés à proximité de la faille de Machecoul.

plusieurs endroits, les lignes de points de mesure recoupent la faille de Machecoul, plus ou moins perpendiculairement.

Le forage 05076X0005/SLM3 (fig. 5.24 n°2, en rouge) nous a semblé le plus pertinent à utiliser, car il est situé à proximité de la faille de Machecoul et à moins de 2 km d'une ligne de points de mesures gravimétriques recoupant la faille au niveau de Bourgneuf-en-Retz, près de laquelle nous avons choisi de tracer notre profil de référence (fig. 5.24). Le forage n°2 est plus profond et plus à l'est que le forage n°1 donc les épaisseurs de remplissage sont probablement plus proches de celles du cœur du Marais Breton (fig. 5.25). Le forage n°3 est plus proche que le forage n°2 de notre profil, mais aucun remplissage sédimentaire n'y est décrit. Nous avons donc choisi comme référence pour construire notre modèle de bassin le forage n°2 (fig. 5.24).

Présentation du modèle

Nous avons construit un modèle 2D à partir des contraintes apportées par le forage n°2 de la BSS (fig. 5.24, en rouge) permettant de fixer les profondeurs et densités des différentes lithologies.

La faille de Machecoul est représentée comme une interface verticale, séparant deux blocs de nature différente de part et d'autre, avec au NE le compartiment inférieur constitué de socle cristallin et au sud-ouest un bassin sédimentaire déposé sur le socle dans le compartiment supérieur (fig. 5.26). La topographie a également été prise en compte dans la partie supérieure du modèle pour représenter le relief de la faille. En effet, la transition entre l'altitude du Marais Breton proche de 2 m dans la zone et le relief du compartiment inférieur de la faille qui atteint 25 m localement, se fait en moins de 1700 m.

Les densités des différentes unités ont été choisies en fonction de leur lithologie et des valeurs classiquement rapportées dans la littérature.

Le modèle est composé de 5 couches (fig. 5.26) :

- entre 25 et 2 m : la couche supérieure permet de représenter le relief de faille et est constitué au SW d'un bloc vide et au NE d'un bloc de socle affleurant à environ 25 m d'altitude et s'étendant en profondeur sur l'ensemble du modèle dans les blocs NE (densité 2.8).
- entre 2 et -18 m (20 m d'épaisseur) : une première couche sédimentaire correspondant au remplissage superficiel récent (Holocène) du Marais Breton, composé d'argiles (densité 1.53)
- entre -18 et -28 m (10 m d'épaisseur) : une seconde couche sédimentaire correspondant au remplissage datant du lutétien supérieur, composé de sable grossier (densité 1.7)
- entre -28 et -43 m (15 m d'épaisseur) : une couche de socle cristallin altéré constitué de schistes altérés (densité 2.1)
- et enfin, à partir de -45 m et jusqu'à -50 km : le toit du socle cristallin sain, constitué de micaschistes (densité 2.8), comme la partie NE du modèle.

Résultats

L'amplitude modélisée par notre approche est très similaire à la différence d'anomalie gravimétrique observée à partir des données du BGI (~ 5 mGal). Même si le signal observé dans l'anomalie de Bouguer est très faible, il est compatible avec les données synthétiques et confirme donc

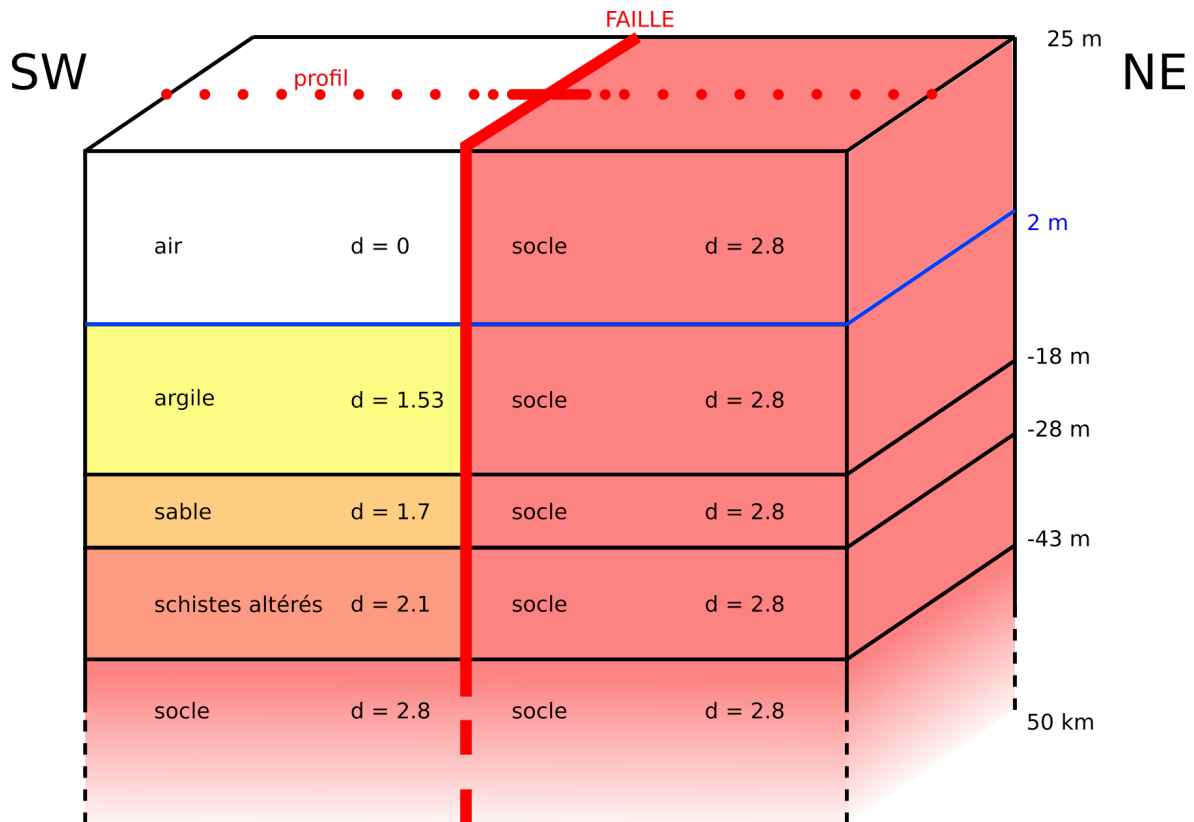


FIGURE 5.26 – Modèle 2D représentant la structure des 50 premiers kilomètres du sous-sol dans la zone considérée (voir profil fig. 5.24, le long du profil en rouge). Les profondeurs et densités des couches ont été estimées à partir du forage 05076X0005/SLM3, de la BSS (fig. 5.24 n°2, rond rouge).

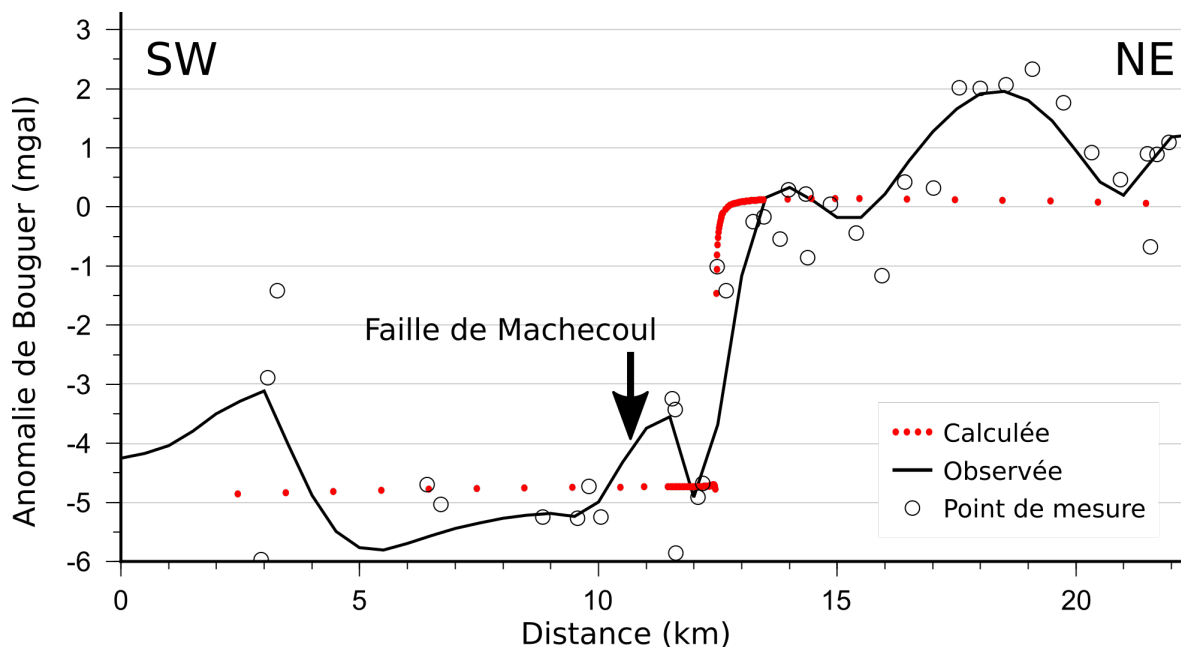


FIGURE 5.27 – Représentation de l’anomalie de Bouguer observée (ronds noirs, fig. 5.24 encadré rosé correspondant à la projection des points de mesures sur 1 km de part et d’autre du profil) et interpolée sur l’ensemble de la zone, le long du profil (courbe noire et fig. 5.24). Les points rouges correspondent à la réponse gravimétrique du modèle (fig. 5.26) le long de ce même profil. La rupture topographique liée à la faille de Machecoul est représentée par la flèche noire.

que l'anomalie d'environ 5 mGal du Marais Breton est bien corrélée à l'épaisseur de remplissage retrouvée dans le forage n°2, situé à proximité de la faille de Machecoul.

De part et d'autre de la faille, les légères variations locales du signal observé peuvent être de différentes origines :

- dans un souci de simplification du modèle, nous avons représenté le relief de faille par une seule marche de 25 m, ce qui n'est pas le cas dans la réalité. Les changements de topographie à très petite échelle peuvent avoir un effet important sur un signal de si faible amplitude générale. Pour exemple, lors du test de différents modèles, nous avons pu définir qu'un saut topographique de 10 m engendre une variation de 1,5 mGal, soit 25% du signal total,
- la géométrie de la faille en subsurface va également contrôler l'allure de la courbe. La signature de la faille de Machecoul dans les données synthétiques (fig. 5.27, courbe rouge) correspondant à une marche franche et marquée, est due au fait que dans notre modèle, la faille est considérée verticale (fig. 5.26). Or, sa signature gravimétrique observée est à plus grande longueur d'onde et moins linéaire (fig. 5.27, courbe noire), la faille étant probablement pentée et pas forcément située à l'aplomb de la rupture topographique,
- enfin, les changements latéraux dans la nature et le remplissage sédimentaire engendrent des variations à très courtes longueur d'onde visibles sur les points observés.

La répartition hétérogène des données, l'interpolation réalisée, et le manque d'informations sur la qualité et l'incertitude des données ne nous permettent pas d'interpréter ces variations du signal, ni de les rattacher à l'une des sources évoquées ci-dessus. Seule une distribution plus homogène et surtout plus adaptée des données gravimétriques permettrait de contraindre avec précision la géométrie en subsurface de la faille.

5.8.3 Conclusion et Perspectives

L'amplitude de l'anomalie gravimétrique présente dans le Marais Breton, de l'ordre de 5 mGal est donc très faible mais compatible à grande longueur d'onde avec les données synthétiques calculées en utilisant un modèle simple mais réaliste (fig. 5.26), ce qui confirme donc l'épaisseur de remplissage retrouvée dans le forage considéré. Les très courtes longueurs d'onde du signal gravimétrique le long du profil, et les variations latérales le long du tracé de la faille ne peuvent cependant pas être expliquées par ce modèle très schématisé, et pourraient pourtant être rattachées à des variations structurales de subsurface.

Afin de contraindre la géométrie de la faille en subsurface, il serait donc nécessaire d'estimer très précisément le signal de la topographie, très variable au niveau du relief de faille, pour le distinguer du signal dû au remplissage sédimentaire. Il serait également intéressant d'étendre cette approche à l'ensemble de la faille de Machecoul afin d'évaluer la variabilité de l'épaisseur sédimentaire, et une éventuelle évolution de la structure de la faille et/ou du bassin.

Le protocole qui pourrait être facilement mis en place et proposé pour répondre à ces questions concernerait de nouvelles mesures de données gravimétriques et topographiques sous forme de profils recoupant la faille (Fig 5.28, profils A à F). Cela permettrait de (1) compléter la couverture de données proche de la faille, (2) étudier la continuité et la géométrie en sub-surface de la structure, (3) sa variabilité latérale et (4) corriger l'effet de la topographie locale. Au vu de nos analyses, il faudrait effectuer des mesures gravimétriques très resserrées (50 m) et très précises (proches de

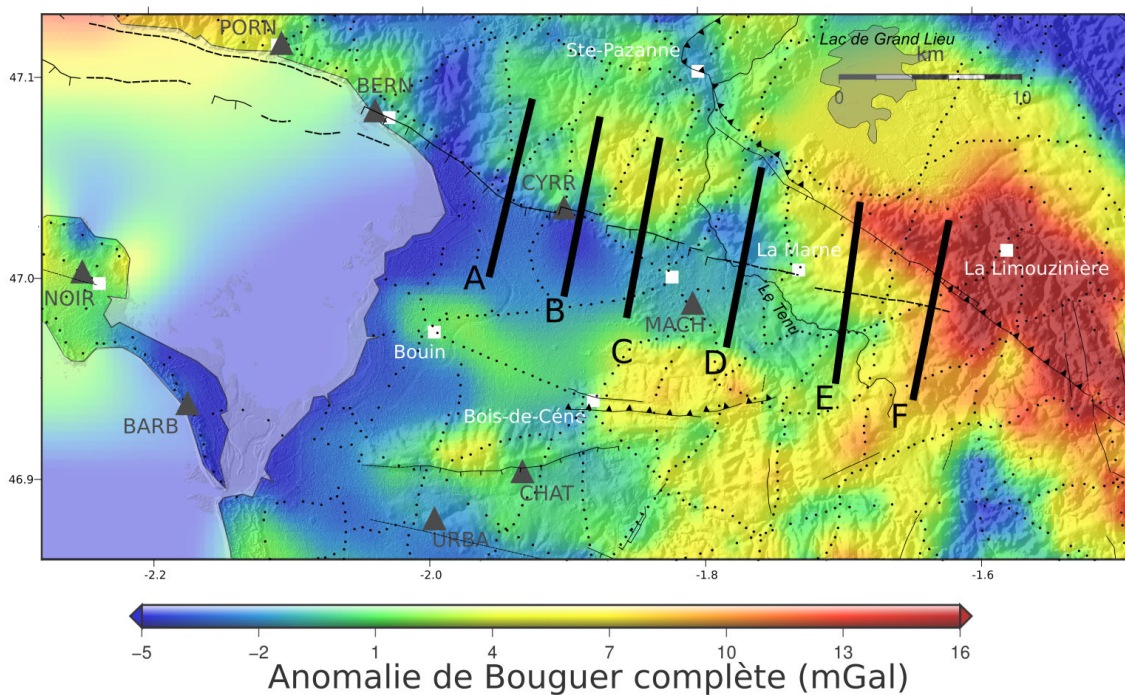


FIGURE 5.28 – Proposition de profils de gravimétrie et topographie (A à F) à réaliser afin de compléter le jeu de données existant (BGI) et mieux contraindre la continuité de la structure en sub-surface et les épaisseurs sédimentaires au pied de la faille de Machecoul. Les triangles gris correspondent aux stations sismologiques du réseau MACHE, déployées dans cette thèse, dont les données pourraient être utilisées pour réaliser une étude du bruit sismique H/V dans le même but. Des profils de micro-gravimétrie pourraient également être réalisés (A à F) mais plus courts et localisés sur l'escarpement afin d'étudier si les sédiments en pied de faille sont déformés par un jeu tectonique récent.

la microgravimétrie), associées à des profils de topographie obtenus soit par nivellement, soit par GPS cinématique (pour obtenir une résolution verticale inférieure à 1 cm).

D'après nos résultats (cf chapitre 4), l'expression géomorphologique de la faille à terre ne permet pas d'établir une continuité en surface entre les différents segments, notamment à l'est de Machecoul où la faille semble s'atténuer progressivement. Le Tenu, qui recoupe la rupture de pente associée à la faille de Machecoul à cet endroit, pourrait avoir érodé les terrains et ainsi atténué en surface la trace de la faille, qui pourrait néanmoins exister en profondeur. Les changements abrupts dans les structures de subsurface liés par exemple à des failles ou limites lithologiques peuvent être mis en évidence à partir de l'anomalie de Bouguer (fig. 5.27) mais également en calculant les dérivées premières horizontales (HD) et verticales (VD) de l'anomalie de Bouguer, à partir du fort contraste entre les valeurs absolues de la HD et l'isoligne 0 de la VD (e.g. Wada et al., 2017). Ce calcul pourrait être effectué sur l'échantillon de données actuel dans un premier temps, mais également plus localement sur les profils A à F proposés précédemment.

La géométrie du substratum et les épaisseurs sédimentaires pourraient également être estimées à partir d'une étude de bruit sismique et du rapport $\frac{H}{V}$ (e.g. Birgören et al., 2009; Lane Jr et al., 2008; Parolai et al., 2004), grâce aux données des stations du réseau MACHE (fig. 5.28, stations MACH et CYRR, respectivement placée dans le Marais Breton et sur le compartiment inférieur de la faille de Machecoul) ou à partir de nouvelles mesures réalisées par exemple sur des profils recoupant la faille (fig. 5.28, profils A à F), ce qui permettrait de corriger l'effet de la variation latérale du remplissage dans l'étude gravimétrique⁹.

Enfin, nous ne pouvons définir si la faille de Machecoul affecte uniquement le socle paléozoïque et protérozoïque hercynien, ou si elle déforme des sédiments, ce qui pourrait nous renseigner sur son activité Cénozoïque et Quaternaire. Il pourrait donc également être intéressant de réaliser des profils de micro-gravimétrie recoupant la faille à différents endroits (fig. 5.28, profils A à F), afin d'avoir une meilleure résolution. On pourrait alors tenter d'imager une interface assimilable à la zone de faille, potentiellement entre les roches du socle à forte densité du compartiment supérieur au nord, et le remplissage sédimentaire non consolidé à faible densité du Marais Breton au sud.

5.9 Interprétation des données de sismique réflexion (RETZ1 et 2)

Notre objectif est la caractérisation des structures du substratum rocheux et des relations avec le remplissage sédimentaire néogène et quaternaire. L'interprétation des profils de sismiques nous a ainsi conduit à différencier le substratum indifférencié, correspondant au socle magmatique et métamorphique paléozoïque et aux dépôts sédimentaires indurés éocènes, du remplissage sé-

9. Cette méthode consiste à étudier le rapport entre la composante verticale et les composantes horizontales du signal sismologique, et plus particulièrement des amplitudes spectrales. Un phénomène de résonance de la composante verticale du bruit sismique, créé par le piégeage des ondes sismiques dans une couche sédimentaire, entraîne l'augmentation de leur amplitude, qui se traduit par un pic du ratio $\frac{H}{V}$ lié au contraste d'impédance lithologique (socle/sédiments). L'épaisseur de la couche est ensuite modélisée à partir de la formule définissant la fréquence de résonance $Fr = \frac{V_s}{4H}$ (Vella et al., 2013) avec Fr la fréquence de résonance en Hz, V_s la vitesse des ondes S en m/s et H l'épaisseur en m. Le modèle de vitesse choisi est déterminant dans le calcul des incertitudes de cette méthode, notamment liées à la complexité du sous-sol et à la vitesse V_s choisie (Rouchon, 2016).

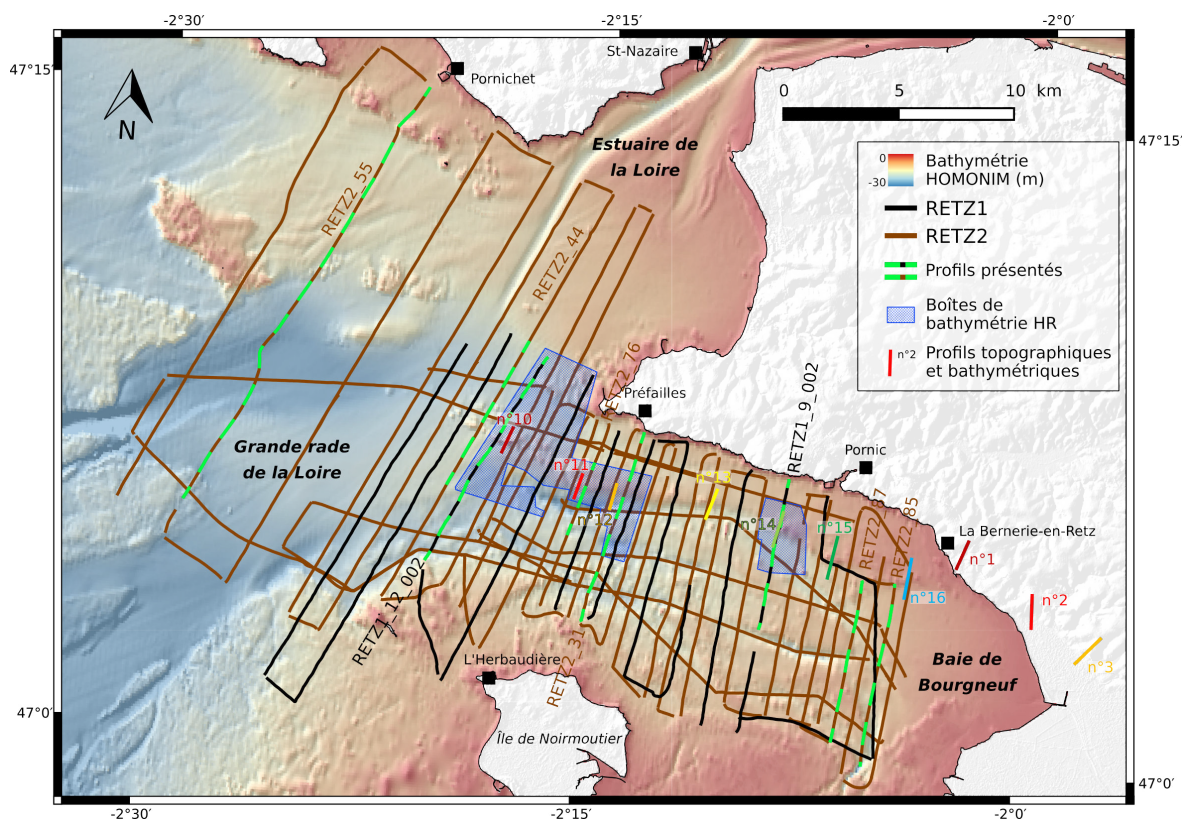


FIGURE 5.29 – Profils sismiques des campagnes RETZ1 et RETZ2, représentatifs de la variabilité rencontrée depuis le fond de la BB à l’estuaire et la Grande rade de la Loire, sélectionnés et présentés dans ce manuscrit (figs. 5.31 à 5.39).

dimentaire récent et meuble. Il n’existe pas d’études antérieures pour le remplissage sédimentaire de la Baie de Bourgneuf, à l’exception du remplissage voisin des paléovallées de la Loire par Proust et al. (2010) qui distingue deux séquences sédimentaires d’âge pléistocène correspondant aux deux derniers cycles glaciaire – interglaciaire de 100 000 ans.

Au total, nous avons défini 4 unités sismiques différentes sur la base des discordances et variabilité des faciès acoustiques. L’interprétation des unités est faite à partir des résultats des campagnes antérieures de la plateforme sud-armoricaine (e.g. Delanoë et al., 1976; Menier, 2003; Huerta et al., 2010) et de la Grande rade de la Loire (Proust et al., 2010).

La description de ces unités est faite par ordre chronologique, de la plus ancienne à la plus récente. Elle est illustrée par la présentation d’une sélection de 8 profils sismiques interprétés et représentatifs de la variabilité des observations depuis le fond de la Baie de Bourgneuf à l’est, jusqu’à l’estuaire et la Grande rade de la Loire à l’ouest de notre zone d’étude (fig. 5.29).

5.9.1 Description des unités sismiques

Substratum indifférencié

Le substratum indifférencié (Us) est composé de 2 unités sismiques Us1 et Us2. Son toit est incisé par la base des paléovallées comme préalablement décrit dans la Grande rade de la Loire (Thinon et al., 2008; Proust et al., 2010). Il se compose de deux unités faillées et déformées.

L’unité basale Us1 est observée à la base de la quasi-totalité des profils sismiques mais de fa-

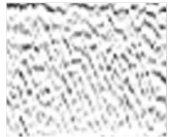



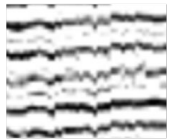

Unités sismiques	Caractéristiques internes	Interprétation	Illustration Sparker
Us1	stratification chaotique, réflecteurs obliques	Roches magmatiques et métamorphiques hercyniennes	
Us2a	stratification chaotique, très peu de continuité des réflecteurs, passes transparentes	Grès et sables coquillers terrigènes yprésiens	
Us2b	stratification régulière, subhorizontale, variation verticale de l'amplitude	Calcaires bioclastiques et calcaires sableux lutétiens et bartoniens	
U3	réflecteurs sub-parallèles et obliques, légèrement chaotiques	Dépôts sédimentaires	
U4	réflecteurs sub-parallèles, horizontaux et continus	Dépôts marins	
Faciès sourd du remplissage	chaotique	Gaz	

FIGURE 5.30 – Caractéristiques des faciès des différentes unités sismiques observées sur les données sparker des campagnes RETZ1 et 2 (figs. 5.31 à 5.39).

çon discontinue. La base de cette unité n'est pas visible car elle est masquée par le réflecteur du multiple du fond. Sa limite supérieure est peu marquée, et son faciès sismique chaotique avec par endroits la présence de réflecteurs obliques très pentés (fig. 5.30). Cette unité, dont les faciès correspondant affleurent sur le fond, est constituée de roches magmatiques et métamorphiques du socle hercynien sud-armoricain, déformé et faillé, sur lequel reposent toutes les autres unités sismiques.

L'unité Us2 est limitée à la base par une surface discordante sur Us1 et remplit les dépressions au sommet du socle cristallin (Us1) en aplanissant la topographie (Proust et al., 2010). Son sommet est tronqué par une surface d'érosion qui délimite les paléovallées (Delanoë et al., 1976). Elle est interprétée comme correspondant aux formations gréso-calcaire éocènes, déjà identifiées dans les zones voisines par Delanoë et al. (1976), Menier et al. (2006) et Proust et al. (2010). Cette unité présente une forte variabilité latérale des faciès.

Le faciès Us2a est caractérisé par une stratification chaotique, avec très de peu continuité entre les réflecteurs de basses fréquences et faibles à très faibles amplitudes. Les faciès acoustiques deviennent également parfois transparents (fig. 5.30). Il pourrait être associé aux grès et sables coquilliers terrigènes d'âge yprésien (Proust et al., 2010).

Le faciès Us2b présente une stratification plus régulière et subhorizontale avec des réflecteurs basses fréquence, ainsi qu'une variation verticale de l'amplitude, plus forte dans la partie supérieure que la partie inférieure (fig. 5.30). Il est formé de blocs faillés et tiltés, parfois légèrement plissés (Borne, 1986; Proust et al., 2001). Il pourrait correspondre aux calcaires bioclastiques et calcaires sableux lutétiens et bartoniens (Proust et al., 2010).

Le remplissage des paléovallées

Le remplissage des paléovallées incisées dans le substratum est composé de plusieurs épisodes d'incision et de comblement, organisés en deux unités majeures séparées par une discordance érosive régionale (figs. 5.33 et 5.35). Il correspond probablement, par analogie au paléoréseau de la Loire, aux deux derniers cycles glacio-eustatiques (200 Ma) (Proust et al., 2010).

L'unité U3 reflète des environnements de dépôts multiples, continentaux et marins. Plusieurs faciès y sont observables. Le signal est parfois chaotique, probablement en présence d'un matériel plus ou moins bien granoclassé. Par endroits, la configuration des réflecteurs est parallèle et complexe, alternant obliques tangentielles très hétérogènes et passes légèrement chaotiques voir transparentes (fig. 5.30). Ces zones sont assimilables à des ensembles de barres de méandres ou de barres tidales qui comblent progressivement les vallées préservées et observé dans d'autres baies sous dominance tidale de la plateforme sud-armoricaine (e.g. Traini et al., 2013; Gregoire, 2016). Ce remplissage latéral agradant à progradant traduit également une migration des systèmes (fig. 5.34).

L'unité U4 est observable sur la quasi-totalité des profils. Elle scelle l'ensemble des formations sous-jacentes en reposant sur une surface plane et régulière ou sur la topographie existante des épaules de vallées. Son toit correspond au fond marin actuel. Cette unité est constituée de plusieurs faciès acoustiques selon son épaisseur, allant d'un mince feuillet drappant dont les ré-

fecteurs internes sont masqués par l'épaisseur du signal du fond (Proust et al., 2010), jusqu'à une forte épaisseur de réflecteurs sub-parallèles, horizontaux et continus (fig. 5.30). Elle correspond à un environnement de dépôt marin récent et actuel, dont la sédimentation très litée est en lien avec la stabilisation holocène du niveau marin. Sa géométrie est sub-horizontale et franche. Son épaisseur est plus importante dans l'estuaire et la Grande rade de la Loire que dans la Baie de Bourgneuf.

Surfaces clés

Deux surfaces clés précédemment décrites par Proust et al. (2010) dans l'estuaire et la Grande rade de la Loire ont pu être retrouvées avec une extension latérale variable dans notre jeu de données.

La première est une surface d'érosion majeure correspondant au sommet de l'unité Us du substratum indifférencié. Elle marque une topographie irrégulière constituée par des blocs faillés décalés et incisés. Ainsi, la base des paléovallées apparaît plus ou moins perchée. Cette surface peut être considérée isochrone (Proust et al., 2010), même si elle est polygénique et porte l'empreinte majeure du dernier bas niveau marin.

La deuxième surface est la surface d'érosion probablement liée à l'incision maximale lors du dernier maximum glaciaire (figs. 5.33 et 5.35). Elle se confond avec la première surface lorsque la couverture sédimentaire devient plus mince. La forme des paléovallées est alors plus en « U » et la topographie moins marquée.

D'autres surfaces secondaires dont l'extension latérale est plus réduite sont aussi identifiables, telles que des surfaces de ravinement associées à l'installation d'une dynamique tidale et/ou liée à la houle lors de la dernière remontée du niveau marin (Traini et al., 2013; Gregoire, 2016). Elles ne marquent cependant pas forcément de modifications de l'environnement de dépôt.

5.9.2 Les profils

La Grande rade de la Loire

Nous avons choisi le profil RETZ2 55 pour illustrer nos observations dans la Grande rade de la Loire (figs. 5.31 et 5.32). Ce profil s'étend depuis Pornichet (au NE) et jusqu'à la partie amont du paléoréseau de la Loire (au SW, fig. 5.29).

La partie sud du profil est constituée par le prolongement est du plateau éocène de Guérande, qui affleure en formant une topographie régulière (faciès Us2a). Il semble être délimité au nord par un escarpement de faille, qui déforme des sédiments indurés d'âge éocène plus récents (faciès Us2b), recouverts par l'unité U3. L'épaisseur du remplissage sédimentaire (U3 et U4), comprise entre 15 et 55 m, est conséquente et constitue le prisme de la Loire. Elle est plus importante en aval du plateau de la Lambarde où elle atteint 55 m environ. Le suivi du toit de l'unité du substratum indifférencié Us est impossible sur plus de 2 km à cause d'un faciès sismique sourd interprété comme la présence d'un front gazeux de nature biogénique commun dans les zones côtières modernes à sédimentation fine.

Au centre du profil, l'unité Us1 affleure très irrégulièrement dans le prolongement nord du plateau de la Lambarde, en étant délimitée au sud par une faille contre laquelle on retrouve l'unité Us2b, déformée et incisée par quelques petites vallées plus en aval.

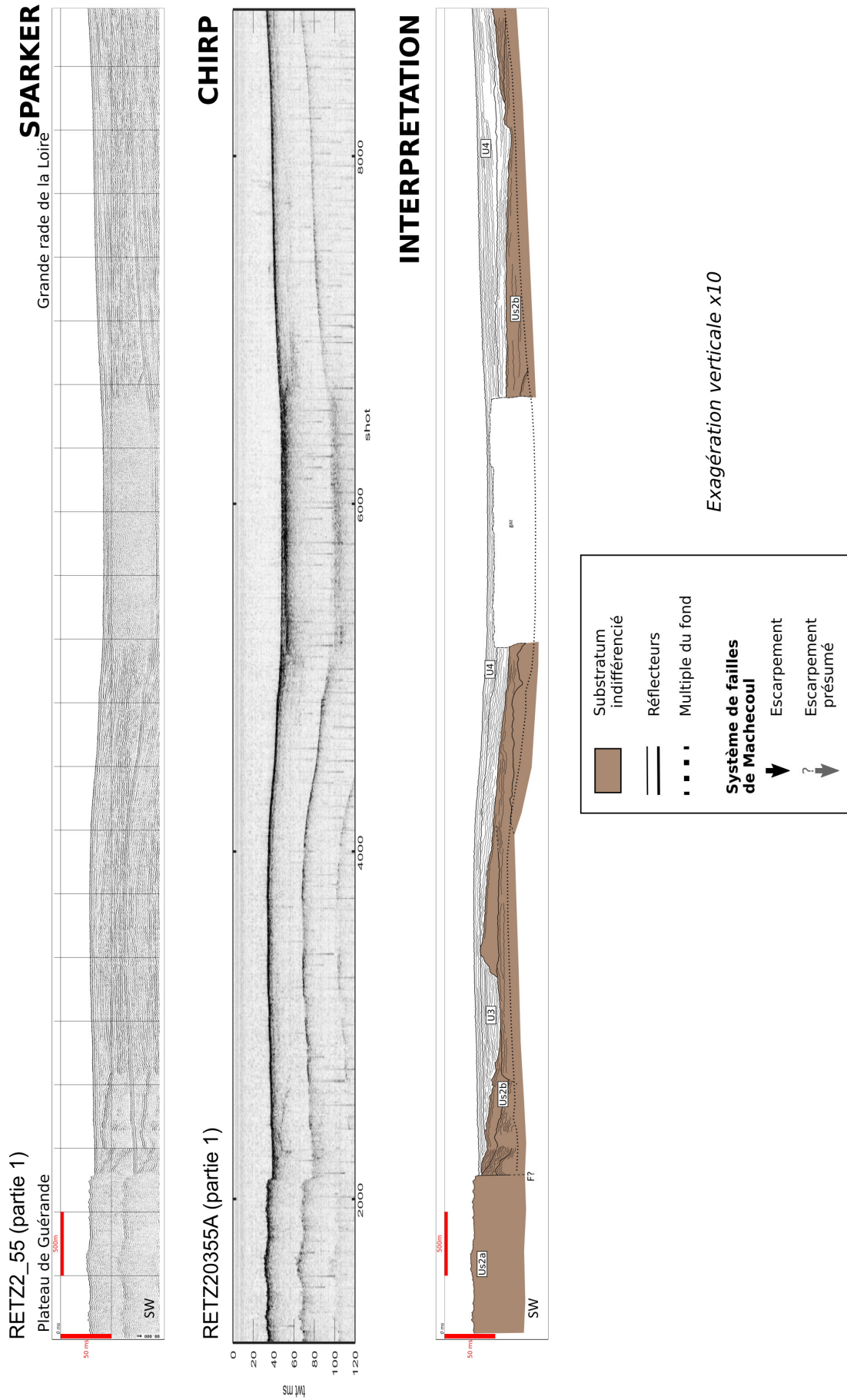


FIGURE 5.31 – Profil sismique RETZ2_55 (partie 1) : données traitées (sparker et CHIRP) et interprétation (Fig 5.29).

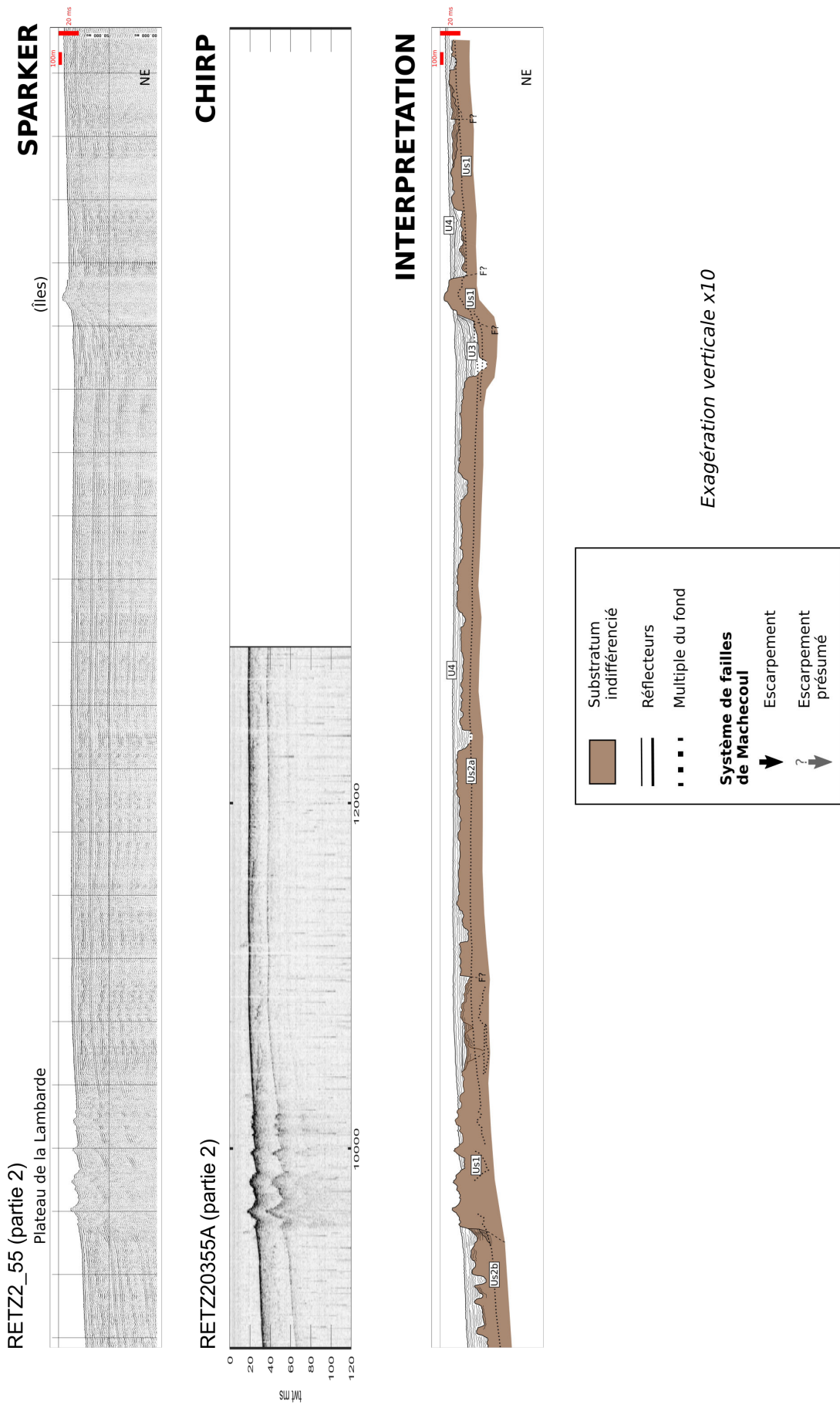


FIGURE 5.32 – Profil sismique RETZ2 55 (partie 2) : données traitées (sparker et CHIRP) et interprétation (Fig 5.29).

Dans la partie nord du profil, le remplissage récent et actuel (U4) est de plus faible épaisseur (moins de 10 m) et repose sur l'unité Us2a jusqu'au second pointement de l'unité Us1 dans le prolongement de l'alignement d'îles N160 au large de Pornichet. En amont de ces îles, quelques patches d'éocène ont été conservés sur l'unité Us1 et sont affectés par une faille.

Le système de failles de Machecoul

Nous avons choisi 5 profils pour illustrer le système de failles de Machecoul dans la Baie de Bourgneuf (figs. 5.33 à 5.37 flèches noires et grises).

Les profils RETZ2 44 et RETZ1 12 002 sont situés hors de la Baie (fig. 5.29).

L'extrait du profil RETZ2 44 que nous avons sélectionné (fig. 5.33) est hors de la zone d'acquisition des données de bathymétrie HR de la campagne RETZ2 (fig. 5.29). Toutefois, le prolongement des roches affleurantes observées sur nos données est visible sur la bathymétrie basse résolution HOMONIM (100 m).

L'unité Us1 est effectivement affleurante au nord d'un escarpement de faille dont le pendage est incertain, et plonge vers le nord. Au sud, le substratum est constitué de l'unité Us2b, qui semble également plonger vers le nord. Le toit du substratum indifférencié est donc penté vers le nord de part et d'autre de la faille, quelque soit sa nature (Us1 et Us2b). L'épaisseur du remplissage sédimentaire récent (U3 et U4) est globalement constante sur l'ensemble de cet extrait (20 m environ). Toutefois, le toit du substratum indifférencié n'étant pas visible au pied de la faille, l'épaisseur y est probablement plus importante.

Le profil RETZ1 12 002 est parallèle au profil RETZ2 44 et situé plus à l'est, dans la zone d'acquisition de bathymétrie HR. Les roches affleurantes (fig. 4.4) y forment un relief marqué (fig. 4.6 profil n°10).

Nous avons choisi le profil RETZ1 12 002 afin de présenter les deux escarpements parallèles du système de faille de Machecoul (fig. 5.34) : un escarpement mineur nord de pendage incertain dans le prolongement de la ligne de côte au large de la Pointe de Préfailles où l'unité est sub-affleurante, et un escarpement majeur penté à 60° environ plus au sud où l'unité affleure franchement et correspondant au profil bathymétrique n°10 (figs. 4.4 et 4.6). Le substratum de ce profil est uniquement composé de l'unité Us1. La faille majeure sud constitue la bordure nord d'une large vallée dont la base n'est pas identifiable puisque elle est probablement située sous le réflecteur du multiple du fond. Elle est comblée par le remplissage sédimentaire (U3 et U4), dont l'épaisseur est au minimum de 20 m et dont la géométrie est caractéristique d'un comblement par progradation latérale pluriphasée depuis le sud. De part et d'autre de la paléovallée centrale, l'unité Us1 est affectée par des failles mineures à pendage sud, et recouverte d'une fine épaisseur de sédiments récents (entre 2 à 10 m environ).

Les profils RETZ2 76 et 31 sont situés à l'entrée de la Baie, entre la Pointe de Préfailles et l'île de Noirmoutier et dans la zone d'acquisition de bathymétrie HR de la campagne RETZ2 (fig. 5.29).

Les données de bathymétrie indiquent qu'à proximité du **profil RETZ2 76**, des roches affleurantes façonnent un relief marqué (figs. 4.4 et 4.6 profil n°11).

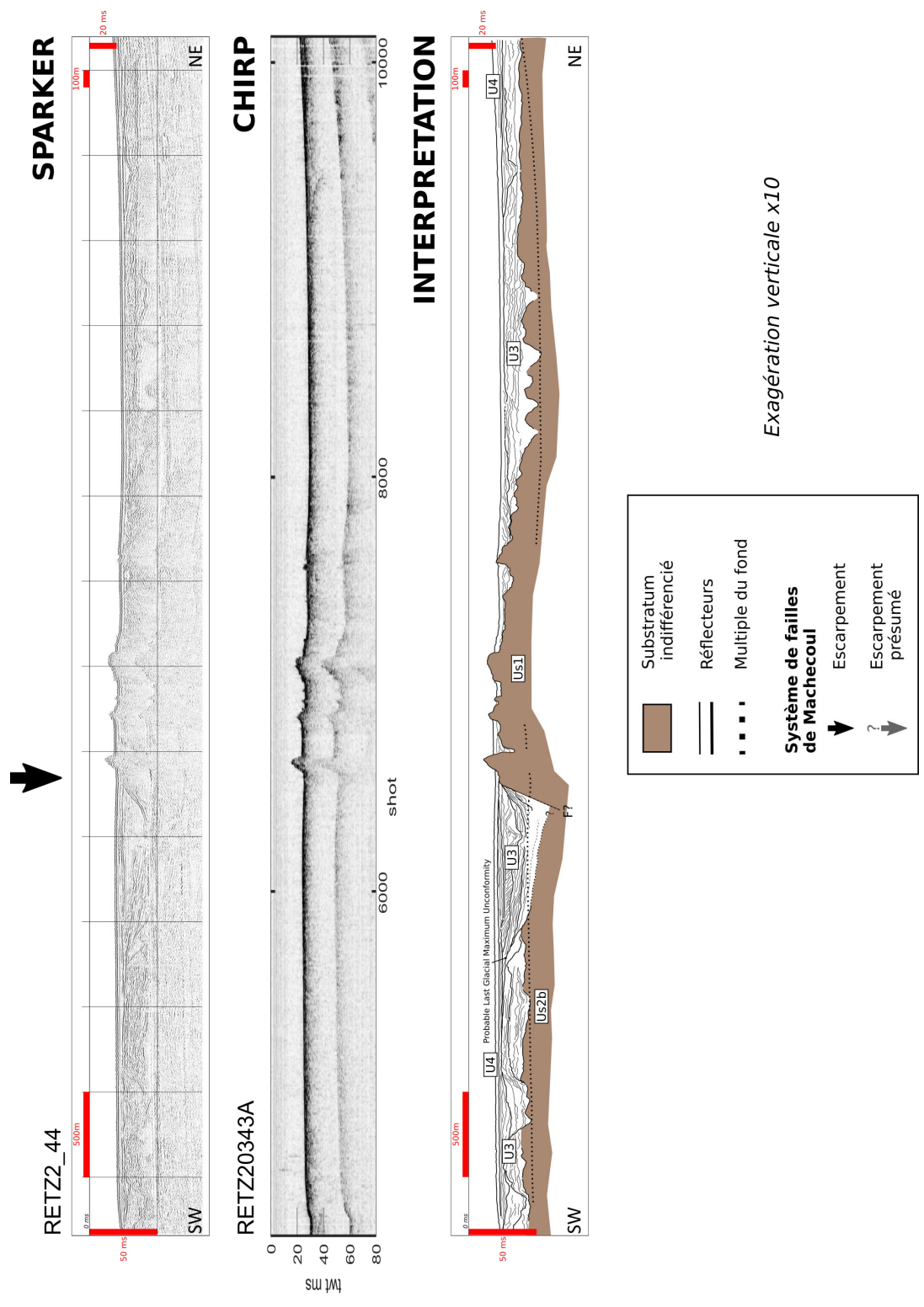


FIGURE 5.33 – Profil sismique RETZ2 44 : données traitées (sparkler et CHIRP) et interprétation (Fig 5.29).

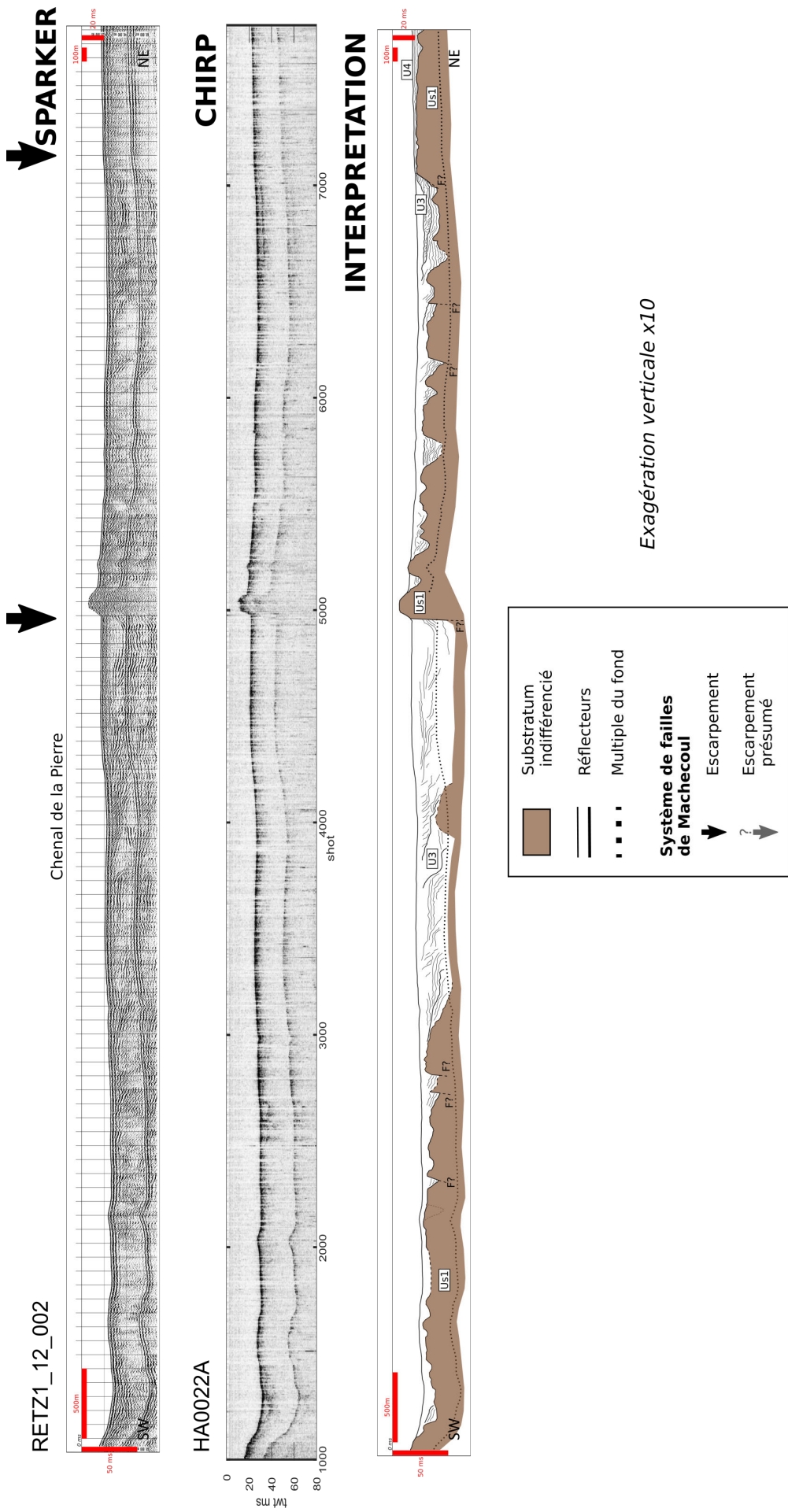
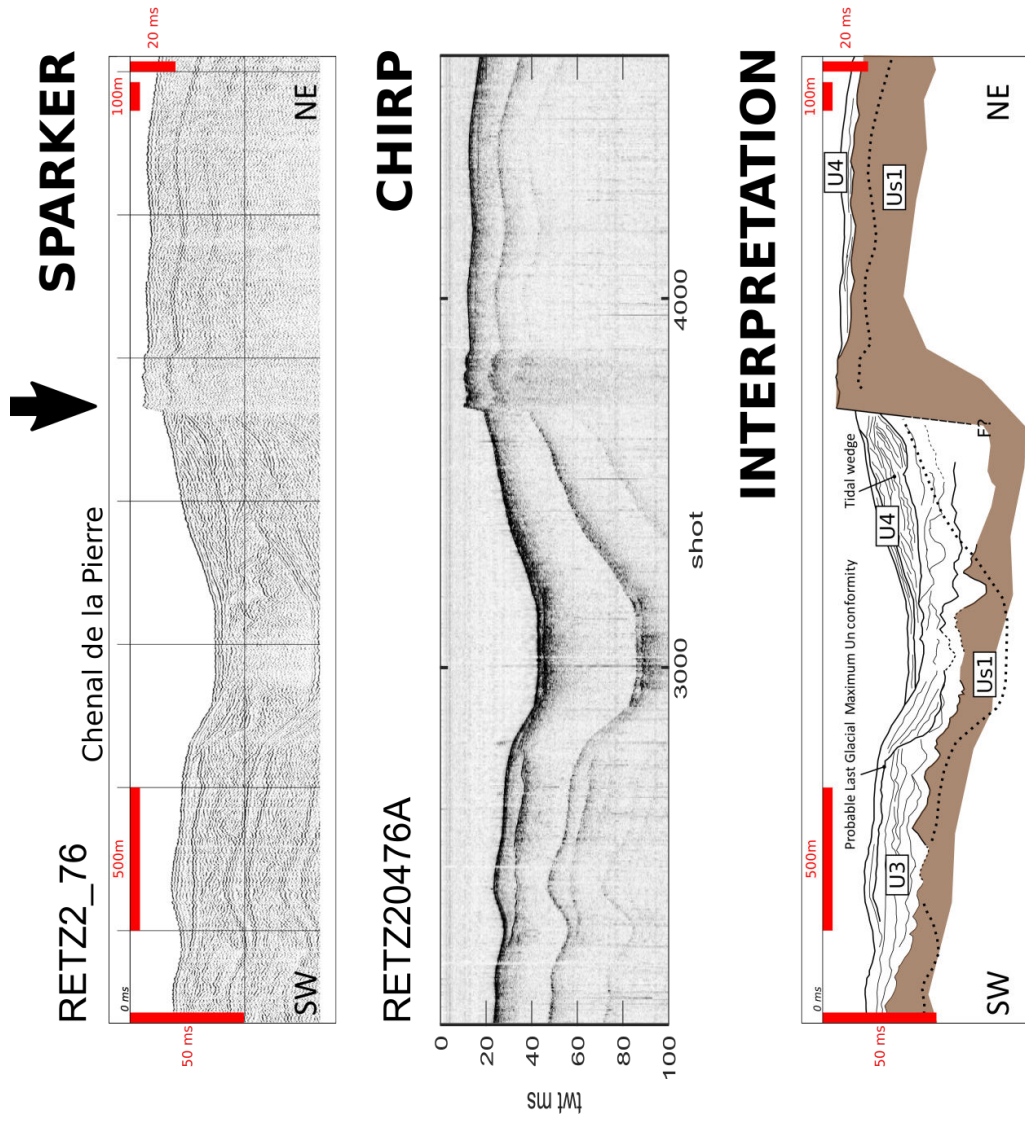


FIGURE 5.34 – Profil sismique RETZ1 12 002 : données traitées (sparker et CHIRP) et interprétation (Fig 5.29).



SPARKER

Chenal de la Pierre

- Substratum indifférencié
- Réflecteurs
- Multiple du fond

Système de failles de Machecoul

- Escarpement
- Escarpement présumé

Exagération verticale x10

FIGURE 5.35 – Profil sismique RETZ2 76 : données traitées (sparkler et CHIRP) et interprétation (Fig 5.29).

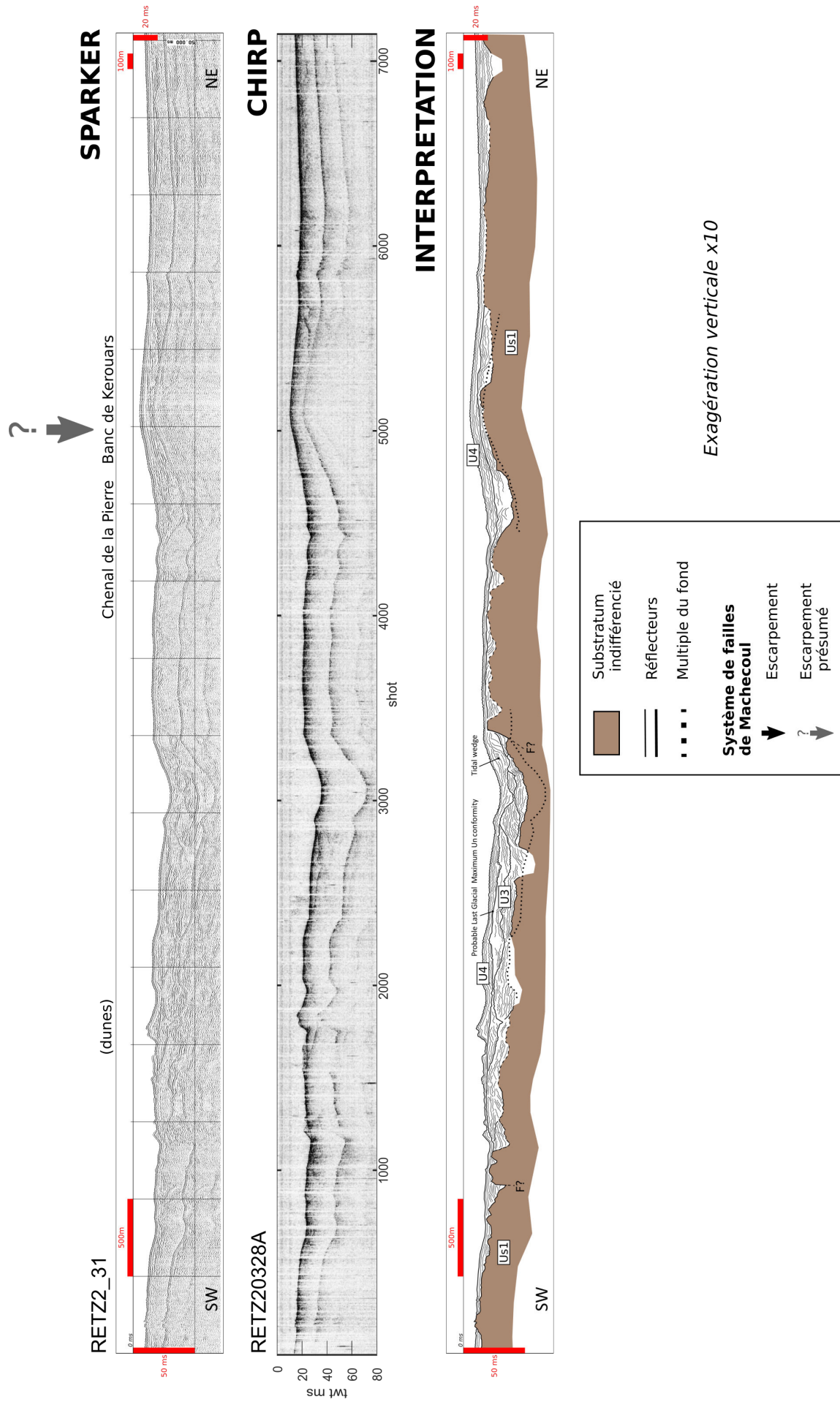


FIGURE 5.36 – Profil sismique RETZ2_31 : données traitées (sparker et CHIRP) et interprétation (Fig 5.29).

Sur l'extrait du profil RETZ2 76 (fig. 5.35), le substratum n'est composé que de l'unité Us1 et est effectivement affleurant. Il est affecté par une faille majeure et constitue la bordure nord d'une large vallée dont le fond n'est pas visible. Au sud, l'unité Us1 plonge vers le nord, contre l'escarpement. L'épaisseur du remplissage (U3 et U4) atteint 40 m et plusieurs générations d'incisions y sont conservées, ainsi que la surface d'érosion liée à l'incision maximale lors du dernier maximum glaciaire. Un prisme sédimentaire de nature tidale est déposé contre l'escarpement de faille. Au nord de la faille, la couverture sédimentaire est faible (5 m environ) et repose également sur l'unité Us1 dont le toit plonge vers le nord. Le toit du substratum indifférencié correspondant ici à l'unité Us1 est donc penté vers le nord de part et d'autre de la faille, comme sur le profil RETZ2 44 (fig. 5.33).

Le profil RETZ2 31 est situé à l'est du profil RETZ2 76 mais toujours dans la zone d'acquisition de bathymétrie HR de la campagne RETZ2 (fig. 5.29). Dans cette zone, nos données de bathymétrie ne montrent plus d'affleurement des roches, qui laissent place au Banc de Kerouars (fig. 4.4). La topographie est ainsi plus douce dans le prolongement présumé de la faille de Machecoul (fig. 4.6 profil n°12).

Sur le profil RETZ2 31 (fig. 5.36) le remplissage sédimentaire actuel lié à la présence du Banc de Kerouars est bien reconnaissable (U4) mais aucun escarpement de faille n'est clairement identifiable à cet endroit en profondeur à cause de la présence du multiple, bien que le toit de l'unité Us1 soit situé à faible profondeur. Plus au sud, une faille à pendage sud affecte également l'unité Us1, dont la partie sud plonge vers le nord. Le remplissage contre cet escarpement mineur présente un prisme sédimentaire tidal, similaire à ce qui est observé sur le profil RETZ2 76. Au nord, le toit de l'unité Us1 se situe à une profondeur homogène et faible. Dans la partie sud du profil, la couverture sédimentaire est comprise entre 5 et 15 m d'épaisseur contre l'escarpement de la faille précédemment décrite et la limite de séquence est bien visible. Des dunes sont façonnées dans l'unité superficielle U4, dont l'épaisseur est variable le long du profil mais globalement inférieure à 10 m d'épaisseur.

Enfin, **le profil RETZ1 9 002** est situé dans la Baie de Bourgneuf, au large de Pornic et également dans une zone d'acquisition de bathymétrie HR de la campagne RETZ2 (fig. 5.29). Les données de bathymétrie révèlent que les roches affleurantes forment à nouveau une topographie marquée (figs. 4.4 et 4.6 profil n°14).

L'unité Us1 est effectivement localement affleurante et constitue un escarpement de faille (fig. 5.37, flèche noire) et formant une large vallée dont le fond est masqué par le multiple mais où l'épaisseur du remplissage (U3) est beaucoup plus importante que sur le reste du profil (40 m). Au centre de cette vallée et dans le prolongement nord de la Pierre du Chenal (fig. 4.2), un pointement éocène correspondant probablement à l'unité Us2b est visible sous le remplissage récent. Au nord de l'escarpement de faille, le toit du substratum Us1 est affleurant ou sub-affleurant et marquée par deux incisions profondes (de 15 à 25 m). Dans la partie sud du profil, la couverture sédimentaire récente et actuelle (U4) repose sur le socle cristallin (Us1) et est de très faible épaisseur (moins de 10 m).

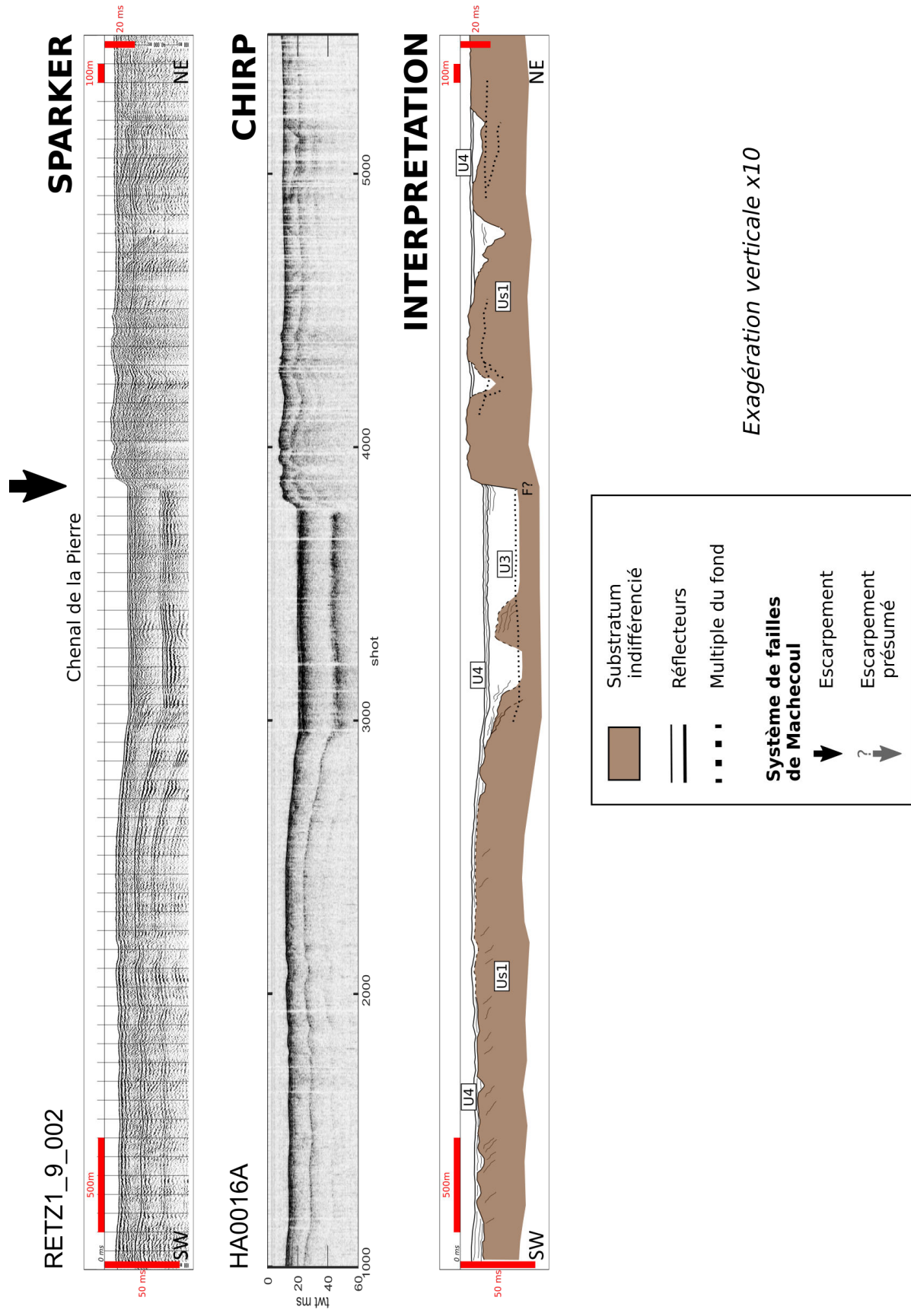


FIGURE 5.37 – Profil sismique RETZ1 9 002 : données traitées (sparker et CHIRP) et interprétation (Fig 5.29).

Fond de la Baie de Bourgneuf

L'étendue de la zone d'estran en fond de baie a grandement limité l'acquisition de données près de la côte nord. En effet, elle ne fut possible qu'au jour de plus grand coefficient de marée de la période pendant laquelle a eu lieu la campagne RETZ2, qui coïncidait avec le début de l'acquisition des données de sismique réflexion. La hauteur d'eau étant tout de même très faible, les profils sismiques acquis dans cette zone ne permettent pas d'étudier le remplissage sédimentaire sur une grande profondeur à cause de la présence du multiple du fond. Ils nous ont toutefois permis d'identifier l'affleurement de l'unité Us1 mais sans présence significative d'un escarpement sur le profil RETZ2 002, situé entre les profils RETZ2 87 et 85.

Ce pointement de roches hercyniennes, visible sur la bathymétrie faible résolution HOMO-NIM (figs. 5.29 et 4.2), délimite le plateau formé par la zone d'estran et fait partie d'un alignement discontinu (figs. 4.2, 5.29 et 4.6 profils n°15 et 16).

Nous avons donc choisi ces deux **profils RETZ2 87 et 85** afin d'illustrer nos observations faites à partir des données de sismique dans la fond de la Baie de Bourgneuf (figs. 5.38 et 5.39).

Pour ces deux profils, le remplissage sédimentaire récent (U3 et U4) repose dans la partie sud sur le socle éocène induré (Us2) qui présente des variations latérales de faciès régulières et sur les roches magmatiques et métamorphiques (Us1) localement sub-affleurantes dans la partie nord.

La profondeur du substratum indifférencié est globalement faible, plus importante au nord que dans la partie sud des profils, et entaillée par de petites vallées. La transition entre les unités Us2 et Us1 n'est pas visible. Sur le profil 87, l'unité Us1 semble plonger vers le sud, sous l'unité Us2 qui est affectée par des failles mais un front gazeux masque les données en profondeur. Sur le profil 85, on observe une rupture franche entre l'unité Us1 et le remplissage sédimentaire récent dans une large vallée, signant potentiellement la présence d'une faille mineure pentée vers le sud. Le fond de cette vallée n'est pas visible mais l'épaisseur sédimentaire y atteint une quinzaine de mètres.

5.9.3 Apport des données de sismique

Morphologie du réseau de paléovallées

Les données de sismique réflexion des campagnes RETZ1 et 2 nous ont permis de déterminer la morphologie du substratum indifférencié en mer et donc d'étudier la morphologie du réseau de paléovallées. En effet, les points bas de la morphologie du substratum indifférencié sont formés par des accidents qui contrôlent le réseau de paléovallées (e.g. comme dans les vallées incisées d'Étel, Concarneau et Lorient, Chaumillon et al., 2008). Dans la Baie de Bourgneuf, la vallée principale du réseau qui est le chenal de la Pierre est contrôlée par l'accident majeur NW-SE de la faille de Machecoul. La surface d'érosion majeure au sommet de l'unité substratum indifférencié, marquée par plusieurs failles plus ou moins importantes, peut donc être interprétée comme le résultat de la combinaison d'une activité tectonique régionale et de l'incision fluviale (e.g. Proust et al., 2001). La position du paléoréseau est également influencée par les contrastes locaux de lithologie entre les unités du socle indifférencié (Us1 et Us2) (e.g. Weber, 2004) La morphologie du réseau de paléovallées de la baie de Bourgneuf est donc ancienne et clairement contrôlée par la tectonique du substratum, même si des incisions multiples sont visibles dans le remplissage sédimentaire sus-jacent.

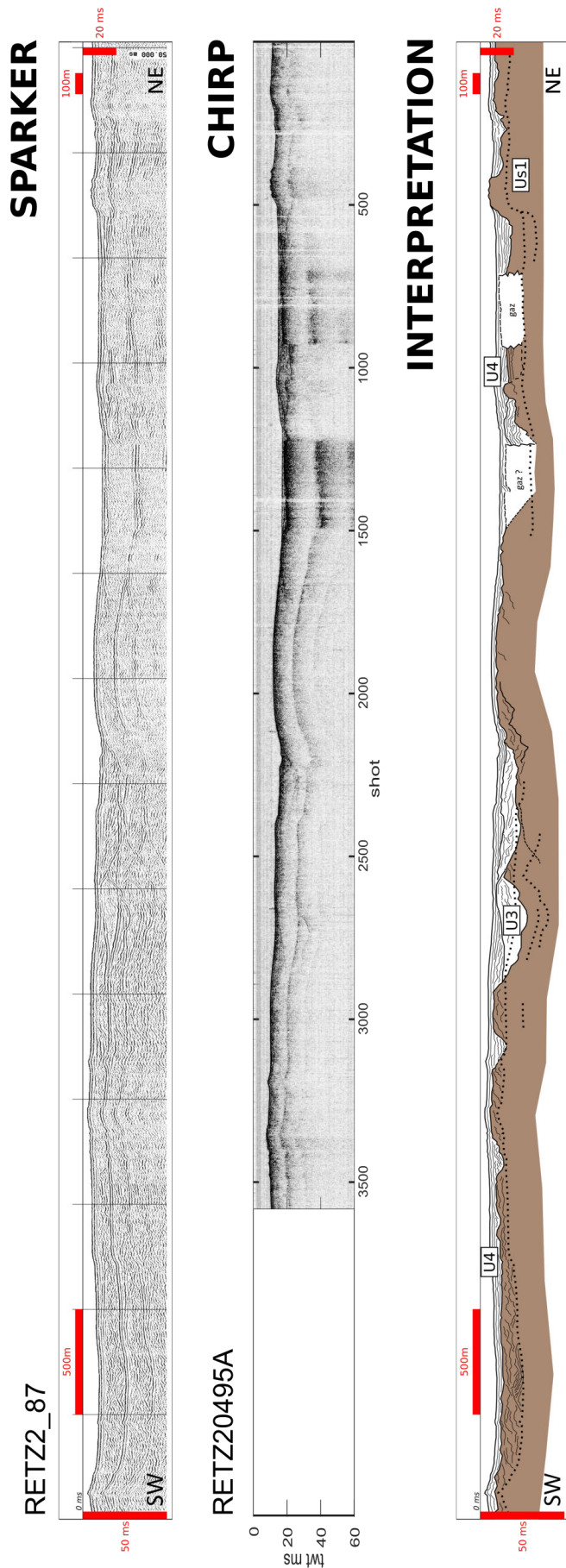


FIGURE 5.38 – Profil sismique RETZ2 87 : données traitées (sparkler et CHIRP) et interprétation (Fig 5.29).

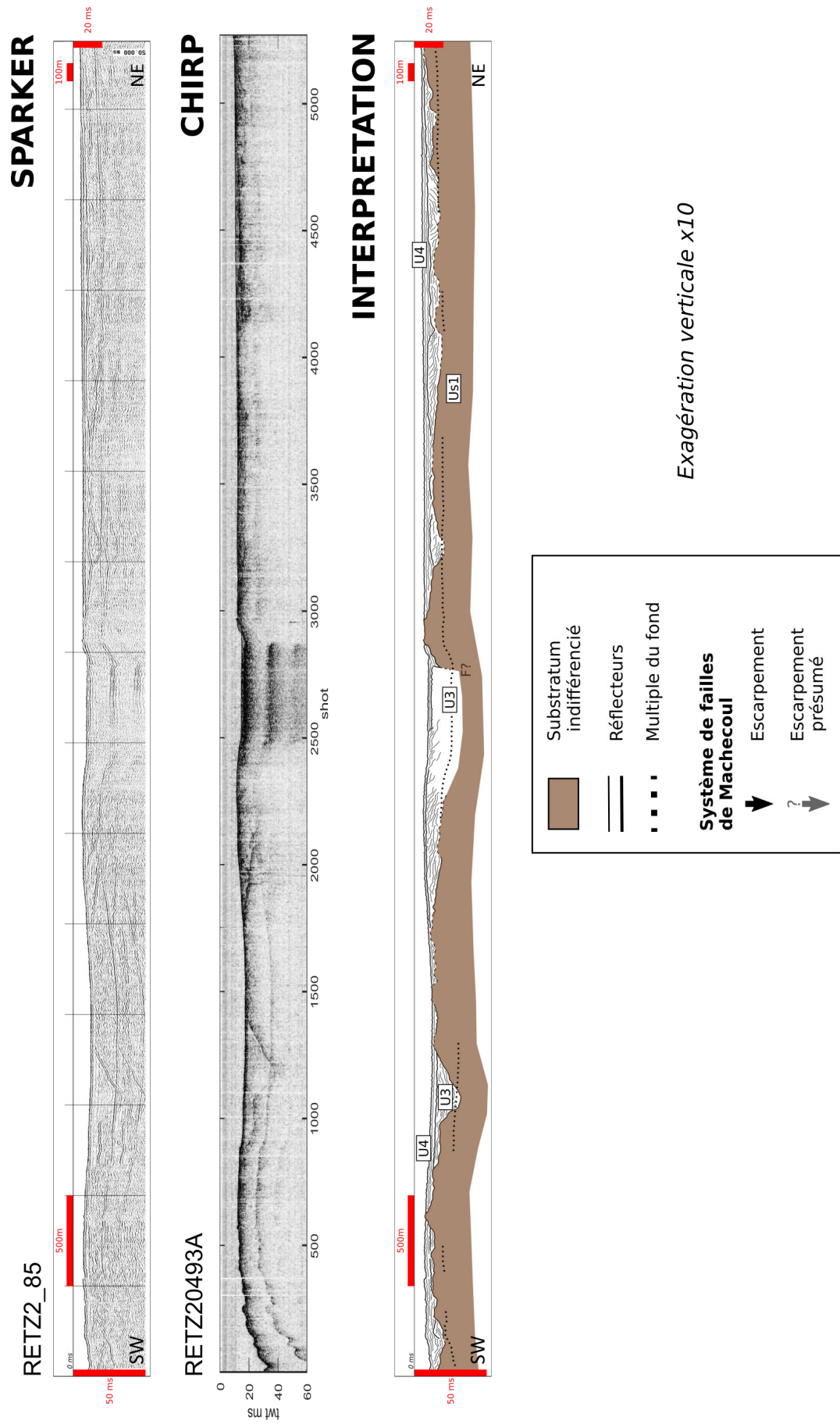


FIGURE 5.39 – Profil sismique RETZ2_85 : données traitées (sparker et CHIRP) et interprétation (Fig 5.29).

Le système de failles de Machecoul

Les profils de sismique réflexion nous ont également permis d'imager les escarpements masqués par les dépôts sédimentaires. D'après nos données, la présence de la faille de Machecoul est discontinuée dans la Baie de Bourgneuf

Au niveau de l'ouverture océanique de la Baie (profils 44, 12 002 et 76), le système de failles est composé de deux escarpements parallèles, fortement exprimés dans la bathymétrie par l'affleurement des roches de l'unité Us1. L'épaisseur du remplissage dans la vallée principale contrôlée par l'escarpement sud est comprise entre 20 et 40 m. Le pendage apparent de la faille majeure sud varie fortement et est estimé sur quelques profils. Il est compris entre 60° et 40° d'ouest en est. A l'est (profil 31), le relief bathymétrique s'adoucit au niveau du Banc de Kerouars et l'escarpement n'est plus visible sous la couverture sédimentaire récente et actuel du banc identifiée les profils sismiques. Au large de Pornic (profil 9 002), un escarpement majeur net est de nouveau visible sur la bathymétrie et les profils sismiques, toujours formé par l'unité Us1 qui affleure. Au pied de cet escarpement, l'épaisseur du remplissage atteint 40 m. Enfin, au fond de la baie (profils 85 et 87), l'unité Us1 affleure mais la présence d'un escarpement de faille n'est pas confirmée. Ces roches affleurantes sont disposées dans la continuité de l'escarpement franc mis en évidence au large de Pornic, et pourraient ainsi constituer l'expression de la terminaison orientale de la faille de Machecoul en mer. L'alignement s'étend jusqu'à la côte, et est parallèle à l'expression de la faille à terre, plus au nord. La partie est de cette zone d'estran semble donc être une zone de relai entre les parties maritimes et terrestres du système de failles de Machecoul.

La géométrie de ces segments de faille est normale. Leur pendage est vers le sud-ouest mais d'intensité variable et n'a pas pu être déterminé sur tous les profils. Le pendage du toit du substratum indifférencié mis en évidence sur les profils RETZ2 44, 76 et RETZ1 12 002 de part et d'autre de l'escarpement de faille suggère le basculement des blocs des compartiments supérieurs et inférieurs. Sur le profil RETZ2 44, le faciès du substratum du compartiment supérieur (Us2b) correspond probablement aux calcaires lutétiens et bartoniens (Proust et al., 2010), ce qui impliquerait un épisode tectonique au cours de l'éocène.

L'enregistrement sédimentaire

Plusieurs générations d'incisions antérieures à celles du dernier maximum glaciaire sont conservées dans l'enregistrement sédimentaire récent (U3 et U4) observé sur les profils dans la Baie de Bourgneuf. La seconde surface d'érosion, dans le remplissage sédimentaire, liée à l'incision maximale lors du dernier maximum glaciaire est interprétée comme le résultat d'une incision fluviale (Proust et al., 2010).

On retrouve également des figures de remplissage caractéristiques d'une dynamique tidale et/ou liée à la houle mise en place lors de la dernière remontée du niveau marin (Traini et al., 2013; Gregoire, 2016). L'étude de la morphologie du fond et des sédiments superficiels à partir des données de bathymétrie HR de la campagne RETZ2 nous permettra d'apporter d'autres informations concernant la dynamique du transport sédimentaire (partie suivante).

L'enregistrement de la déformation et l'estimation du caractère syn-tectonique de l'unité U3

au pied de la faille de Machecoul à partir de nos données sont limités. L'absence de dépôts sur le compartiment inférieur qui est uniquement constitué par le substratum affleurant, implique que l'enregistrement de la déformation n'est observable que sur le toit. Les dépôts constitués de réflecteurs pentés localement préservés contre l'escarpement de faille sur le compartiment supérieur (profils RETZ2 44, 76 et RETZ1 12 002) peuvent avoir plusieurs origines.

Une hypothèse possible est que la déformation des sédiments peu indurés de l'unité U3 à proximité du plan de faille soit associée à des crochons liés au cisaillement le long de cette faille. Ceci impliquerait la présence de failles synthétiques et antithétiques dans le compartiment supérieur de la faille, qui par un effet de rotation externe auraient décalé les stratifications (RETZ2 44 et 76). Or nous n'observons pas de failles mineures et le faciès sourd de l'unité U3 et la présence du multiple limite l'identification nette de l'orientation des réflecteurs au pied de l'escarpement sur tous les profils (e.g. RETZ1 12 002) et donc l'identification claire de crochons. De plus, cette hypothèse ne peut être valable que dans le cas où les dépôts initiaux étaient horizontaux, ce qui ne peut être confirmé d'après nos données.

En effet, d'après la géométrie interne et la position de ces dépôts au pied de roches affleurantes, ils pourraient également correspondre à des barres tidales, actuelles (RETZ2 76) ou anciennes ayant été préservées et réincisées avant d'être recouvertes par d'autres dépôts (RETZ2 44). Ces géométries d'origine tidale ne peuvent être exclues étant donné le fort hydrodynamisme chenalisé par l'escarpement parallèle à la direction des courants de marée. La morphologie du substratum peut contrôler l'hydrodynamisme et le remplissage des vallées délimitées par des affleurements rocheux (modèle "rocky-coast valley-fill" de Chaumillon et al., 2008).

Ces hypothèses peuvent également s'appliquer à la faille mineure située au sud du Banc de Kerouars (profil 31). Le remplissage lié aux failles satellites affectant le substratum des compartiments supérieurs et inférieurs de part et d'autre de la faille principale (profils 12 002) présente un basculement des dépôts mais sans évidence de sédimentation syn-tectonique.

Le remplissage sédimentaire dans la vallée principale contrôlée tectoniquement par la faille de Machecoul peut donc s'expliquer de plusieurs façons, mais sans datations précises des séries sédimentaires, nous ne pouvons conclure quant à un âge de ces dépôts, qu'ils soient syn-tectoniques ou non.

5.9.4 Conclusion et perspectives

Les données de sismique réflexion nous ont donc permis d'étudier la morphologie du substratum indifférencié, composé des roches hercyniennes magmatiques et métamorphiques ainsi que des sédiments indurés éocènes. Nous avons pu mettre en avant la variabilité du système de failles de Machecoul mais ne pouvons conclure quant à une activité récente de la faille, potentiellement enregistrée dans le remplissage sédimentaire.

L'acquisition de données à partir d'un autre instrument tel que le profileur IKB-Seistec (Simpkin and Davis, 1993) serait plus adaptée au domaine littoral peu profond de la Baie de Bourgneuf (comm. pers. Chaumillon). Cet équipement est constitué d'un catamaran équipé de deux flotteurs portant la source (signal d'une fréquence comprise entre 1 et 10 kHz) et une flûte verticale de sept réflecteurs montée dans une parabole. Le très faible offset entre la source et le récepteur dû à cette géométrie du dispositif d'acquisition rend possible la prospection dans une très faible hauteur d'eau, jusqu'à 1,8 à 1,5 m (fig. 5.40, Chaumillon et al., 2003), avec une résolution verticale

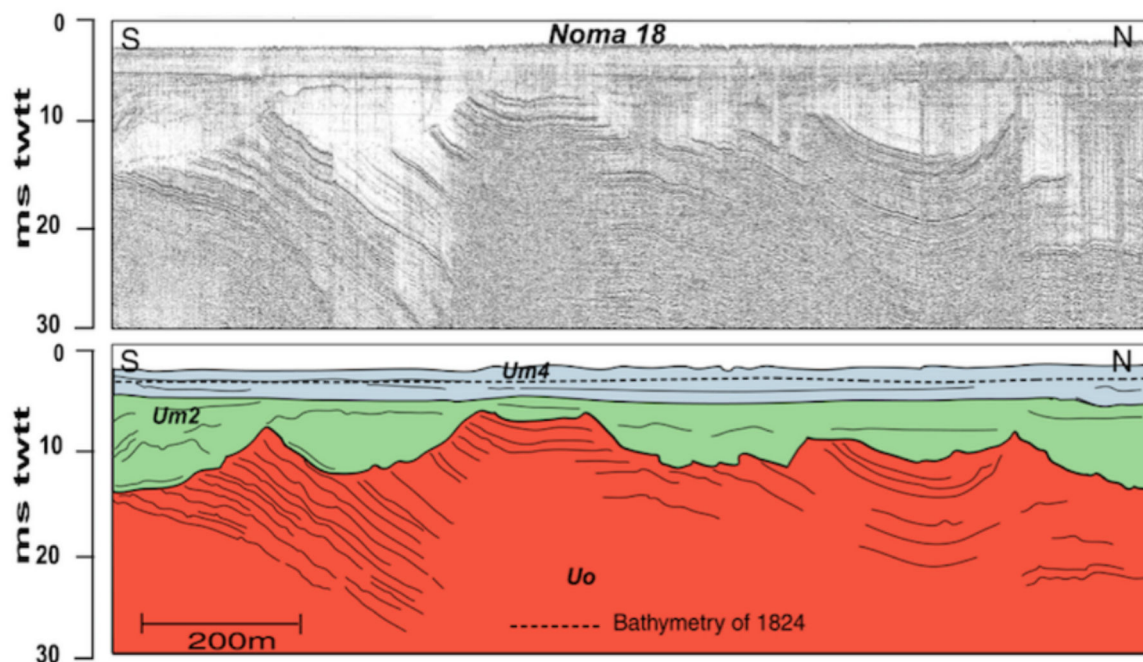


FIGURE 5.40 – Exemple de profil sismique obtenu avec l’IKB Seistec dans moins de 2 m d’eau par Chau-
millon et al. (2003) sur l’estran oriental de la Baie de Marennes-Oléron. Le multiple primaire dans l’eau est
quasiment invisible et l’enregistrement sédimentaire est exploitable jusqu’à 30 ms TWT.

de 25 cm (Simpkin and Davis, 1993). Un autre avantage est assuré par la parabole dans le dispositif
de réception qui permet d’atténuer les échos latéraux, l’onde directe et les multiples ce qui aug-
mente considérablement la profondeur exploitable sur les profils. La mise en oeuvre de cet outil
peut être réalisée à partir d’un zodiac afin d’accéder aux zones de très faible profondeur comme
par exemple la zone d’estran à l’est de la Baie de Bourgneuf.

Une étude très fine des sédiments sur les profils sismiques de très haute résolution grâce à la
résolution verticale de 25 cm de l’IKB Seistec nous permettrait potentiellement de mieux détermi-
ner la nature des dépôts pentés au pied de l’escarpement de la faille de Machecoul. Des carottages
sédimentaires pourraient également être corrélés avec une précision décimétrique aux données
de sismique (Billeaud et al., 2005; Allard et al., 2010). Les prélèvements sédimentaires pourraient
être analysés et datés, par exemple au ^{14}C , afin d’établir l’âge des unités du remplissage du paléo-
réseau de la Baie de Bourgneuf, notamment à proximité de l’escarpement de faille de Machecoul,
et déterminer des taux de sédimentation (e.g. Gregoire, 2016).

5.10 Etude terre-mer du remplissage sédimentaire néogène à quater- naire

Les données de forages à terre et les données de sismique réflexion à mer nous ont servi à dé-
terminer l’épaisseur et la répartition du remplissage sédimentaire néogène à quaternaire dans le
Marais Breton et la Baie de Bourgneuf, en appliquant les méthodologies détaillées dans les parties
I et II respectivement.

5.10.1 A terre

Le toit du Paléogène

Dans notre zone d'étude, le toit de l'Eocène peut être considéré comme le toit des dépôts paléogènes car les dépôts oligocènes ne sont pas ou très rarement représentés sur la partie sud de la marge sud-armoricaine (e.g. Delanoë, 1988). Pour certains forages, les dépôts sommitaux étant datés « Paléogènes à quaternaires » sans distinction, le relevé du niveau repère "toit du Paléogène" n'était pas possible (fig. 5.41 en gris, 43 forages).

Plusieurs types des dépôts paléogènes ont été relevés :

- Eocène indifférencié (1 sondage)
- Lutétien (101)
- Bartonien (1)

En l'absence de dépôts paléogènes, nous avons considéré le toit des dépôts du Mésozoïque (7), ou du socle cristallin lorsqu'il était à l'affleurement (37) (figs. 5.5 et 5.41 : données : 147 forages / 190).

Le niveau repère "toit du Paléogène" est globalement représenté par le socle affleurant dans le Pays de Retz et à l'est et au sud-est de Machecoul (fig. 5.41 en haut, en rouge). Les dépôts paléogènes ne se retrouvent que dans le Marais Breton et dans le bassin d'Arthon-Chéméré au nord de la faille de Machecoul, ainsi qu'à Noirmoutier (fig. 5.41 en haut, en orange). Les dépôts mésozoïques ne sont retrouvés que dans 7 ouvrages, tous situés à proximité de Challans, dans la partie sud du Marais Breton (fig. 5.41 en haut, en vert).

L'altitude du toit du Paléogène est positive dans le Pays de Retz, à l'est et au sud-est de Machecoul, exception faite du bassin d'Arthon-Chéméré (fig. 5.41 en bas). Dans le Marais Breton, elle se situe en dessous de 0 et atteint 20 m de profondeur au pied de la faille de Machecoul et à St-Jean-de-Monts. Ici encore, l'absence de données dans la partie est du Marais Breton limite cependant l'interprétation des variations de profondeur de ce niveau repère.

L'épaisseur sédimentaire néogène à quaternaire à terre

L'épaisseur sédimentaire néogène à quaternaire à terre (fig. 5.42) a été obtenue à partir de la soustraction des grilles de l'altitude du sondage (ZSOL) (Annexe C.2), et du toit du Paléogène (fig. 5.41 en bas).

Ces dépôts récents sont faiblement représentés voire inexistants dans le Pays de Retz et à l'E et au SE de Machecoul, ainsi qu'au niveau de Challans. Sur l'île de Noirmoutier, leur épaisseur est comprise entre 3 et 7 m, avec une augmentation très localisée à l'extrême sud de l'île. Dans le Marais Breton, leur répartition n'est pas homogène. Les plus fortes épaisseurs sont situées dans la partie sud avec une moyenne de 10 m et un maximum local de 27 m au niveau de St-Jean-de-Monts. L'absence de données dans la partie nord-est du Marais Breton limite l'interprétation des variations d'épaisseur dans cette zone, qui est toutefois plus importante au pied de la faille de Machecoul qu'au coeur du Marais, en atteignant dans la zone littorale une épaisseur de 20 m (fig. 5.42).

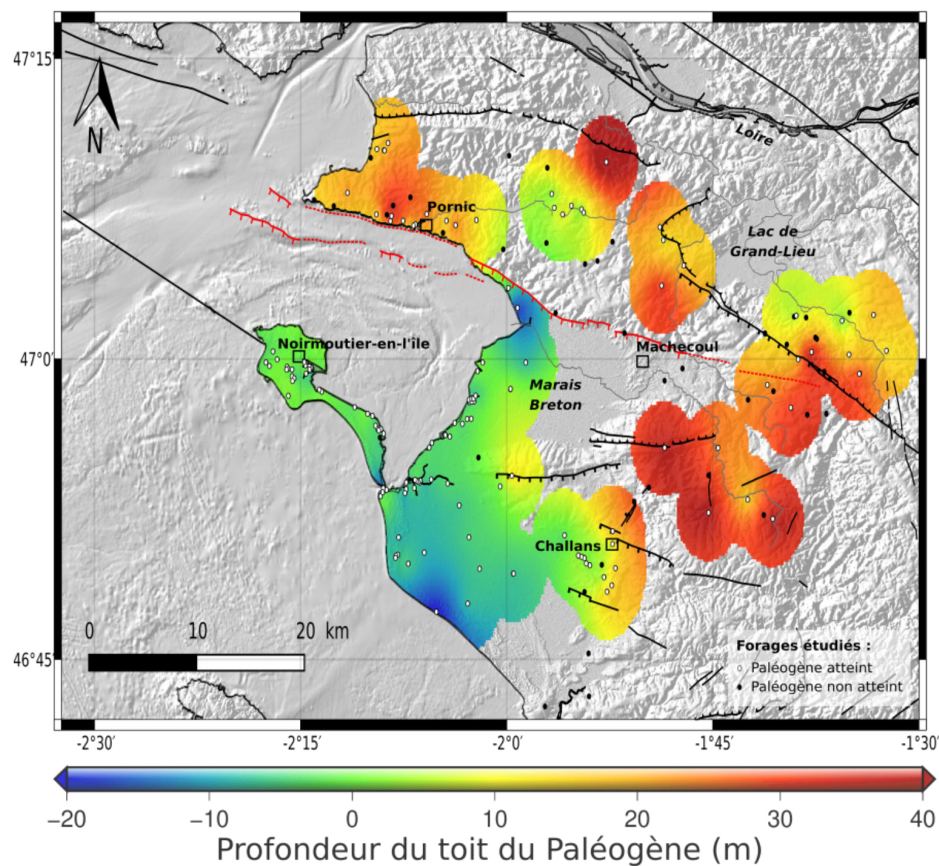
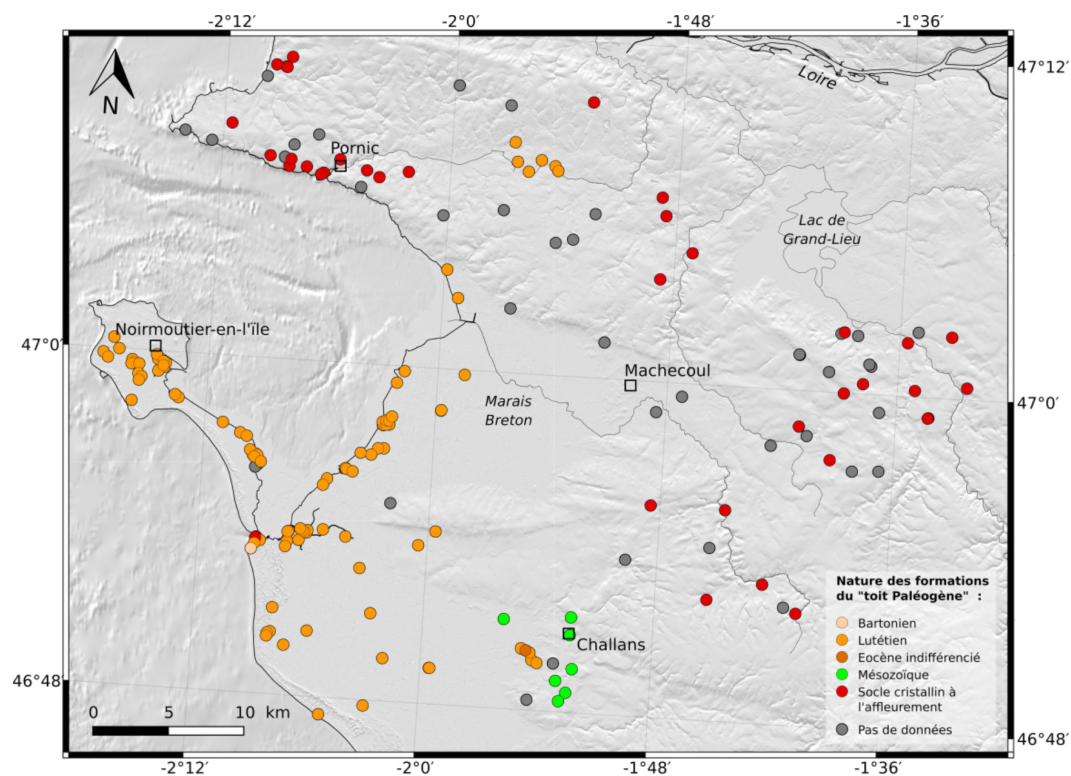


FIGURE 5.41 – Niveau repère « toit du Paléogène ». En haut, représentation des profondeurs relevées (147 au total : socle cristallin à l'affleurement (37, en rouge), Mésozoïque (7, en vert) et Eocène (indifférencié (1), Lutétien (101) et Bartonien (1), oranges)); toutefois lorsque les dépôts sommitaux sont datés « Paléogène à quaternaire », la distinction n'est pas possible (43, en gris). En bas, interpolation de la surface sur fond d'ombrage MNT à partir des relevés. Le tracé de la faille de Machecoul est représenté à terre et en mer en rouge.

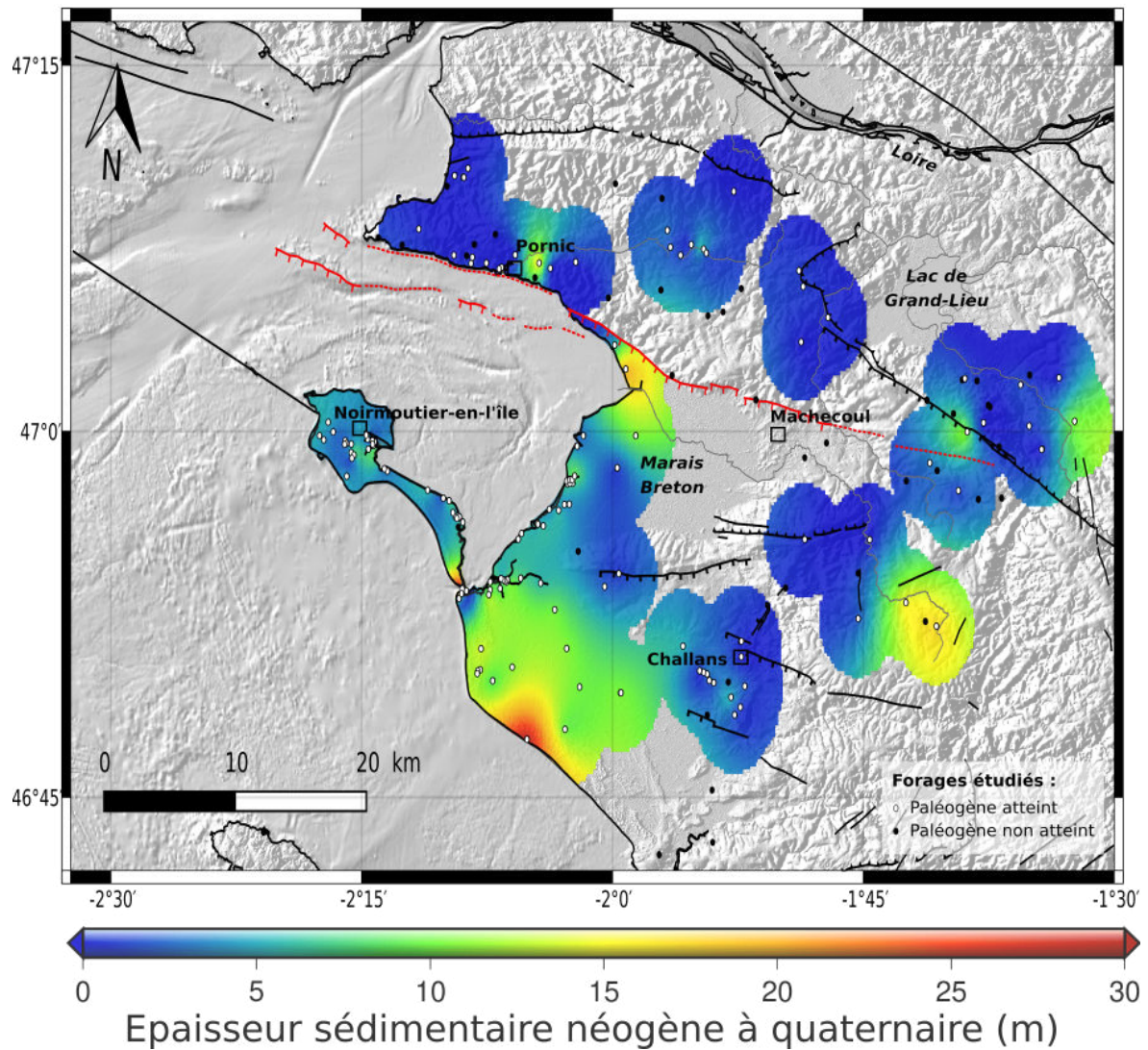


FIGURE 5.42 – Représentation de l'épaisseur sédimentaire néogène à quaternaire à terre obtenue à partir de la soustraction des grilles de l'altitude du sondage (ZSOL) (Annexe C.2) et du toit du Paléogène (fig. 5.41 en bas), sur fond d'ombrage MNT à partir des relevés. Le tracé de la faille de Machecoul est représenté à terre et en mer en rouge.

5.10.2 En mer

Le pointé du niveau repère correspondant au fond a été possible sur la quasi totalité des profils sismiques des campagnes RETZ1 et RETZ2, exception faite des parties nord et sud de certains profils situés en fond de baie, le plus à l'est, où le tirant d'eau était très faible lors de l'acquisition. Ainsi, la couverture de la surface interpolée à partir des pointés du fond recouvre la quasi totalité de la zone imagée par ces deux campagnes (Annexe C.3).

Le toit du socle indifférencié

Le niveau repère "toit du substratum" défini à terre et correspondant à la limite entre les formations du socle cristallin paléozoïque et les formations sédimentaires n'a pas pu être déterminé sur l'ensemble des profils sismiques des campagnes RETZ1 et 2 (fig. 5.43). Une des contraintes majeures rencontrées dans notre étude a été la limitation de la profondeur maximale disponible à l'interprétation sur les profils sismiques, elle-même liée à la présence du multiple du fond et donc à la hauteur d'eau dans la zone d'acquisition.

De plus, de larges zones présentant un faciès dit sourd (fig. 5.33) limitent également la visibilité en profondeur et donc la détermination de la géométrie des unités inférieures et de la profondeur axiale des incisions (Thinon et al., 2007), comme par exemple au niveau de la Grande rade de la Loire et de part et d'autre du chenal de navigation en sortie de l'estuaire de la Loire (fig. 5.43). Ce faciès acoustique est interprété comme du gaz biogénique (fig. 5.31).

Toutefois, le niveau repère "toit du substratum indifférencié" défini en mer comme le sommet de l'unité sismique Us (e.g. figs. 5.30 et 5.33), correspond au niveau repère "toit du Paléogène" défini à terre. Son pointé a été possible sur la majorité des profils tout en étant fortement contraint pour les raisons expliquées dans le paragraphe précédent.

Dans la Grande rade de la Loire et plus particulièrement dans l'axe de la partie nord du paléoréseau de la Loire, la profondeur du toit du socle indifférencié que nous avons déterminée atteint au maximum l'isobathe -55 m. Plus au nord dans l'estuaire de la Loire, il est situé entre -10 et -20 mètres de profondeur. Nos résultats sont donc en accord avec les profondeurs d'incisions proposées par Proust et al. (2010). Toutefois, la profondeur moyenne de l'incision de la partie nord du paléoréseau de la Loire que nous imageons avec nos données semble être de 40 m et donc légèrement supérieure à la profondeur d'incision moyenne du paléoréseau proposée par Augris et al. (2006).

Dans la Baie de Bourgneuf, le niveau repère est sub-affleurant au large de Pornic et dans la zone de fort estran de la Bernerie-en-Retz, et compris entre -10 et -20 m de profondeur au niveau de la Pointe de Préfailles, en fond de Baie et autour de l'île de Noirmoutier. Au centre de l'ouverture océanique de la Baie entre la Pointe de Préfailles et la Pointe de l'Herbaudière, la surface du toit du socle indifférencié s'approfondit pour atteindre -40 m et localement -55 m dans la fosse située en aval du banc de Kerouars (figs. 4.4).

La variation de la profondeur du niveau du toit du socle indifférencié est corrélée avec la position de la faille de Machecoul dans la Baie de Bourgneuf, déterminée à partir des zones de bathymétrie HR acquises dans le cadre de cette étude (fig. 5.10). En effet, au niveau du compartiment supérieur de la faille, le niveau est moins profond qu'au niveau du compartiment inférieur. Lorsque la rupture de pente liée à la faille est fortement exprimée sur le fond par la présence de

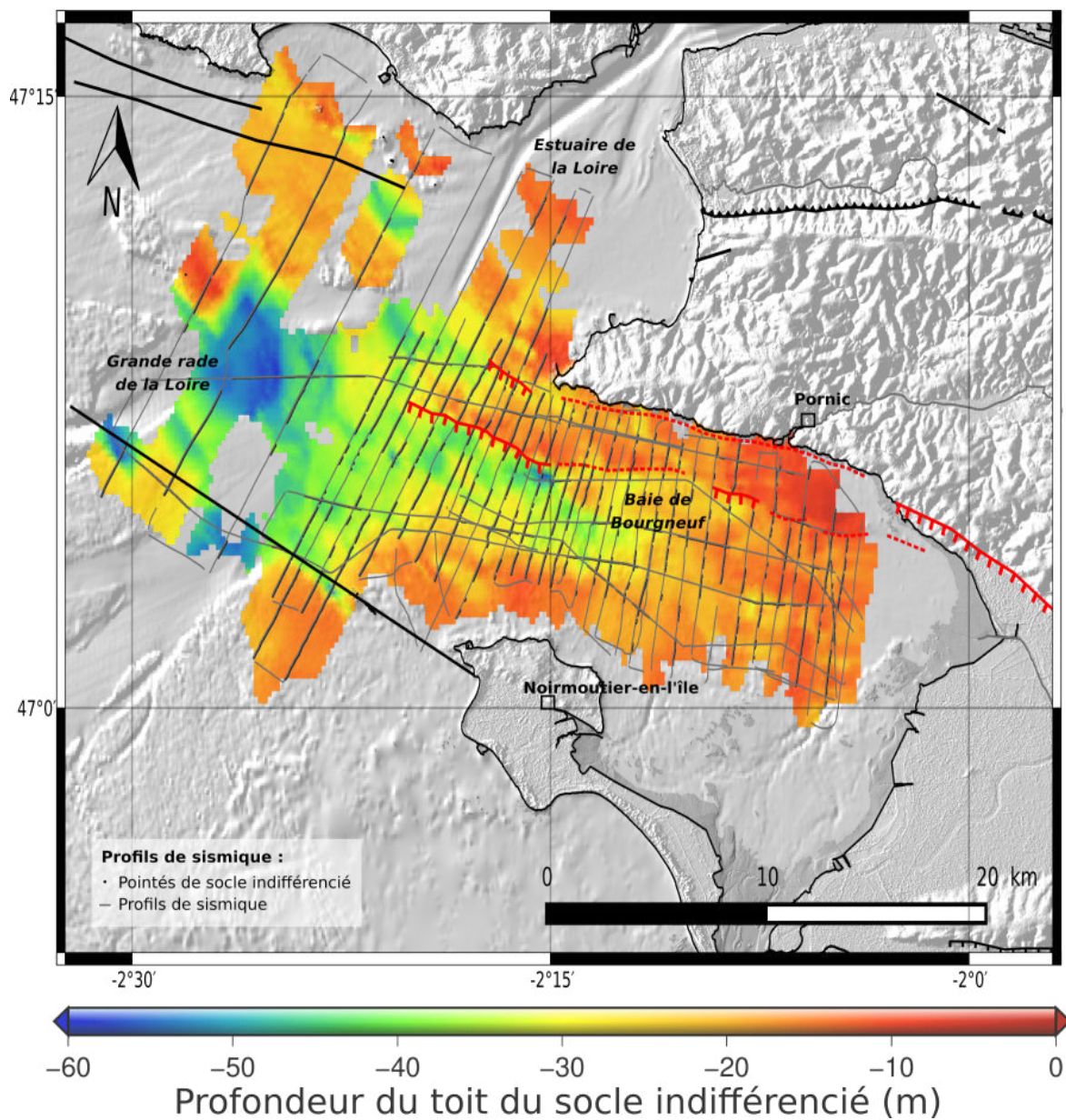


FIGURE 5.43 – Interpolation de la surface correspondant au niveau repère " toit du socle indifférencié ", à partir des pointés des profils de sismique réflexion des campagnes RETZ1 et 2. Le tracé de la faille de Machecoul est précisé en rouge.

roches affleurantes et sub-affleurantes (fig. 4.4), la profondeur de l'incision est plus importante que dans les zones où le tracé de la faille de Machecoul est supposé (fig. 5.43, pointillés rouges).

L'épaisseur sédimentaire néogène à quaternaire en mer

L'épaisseur sédimentaire néogène à quaternaire en mer (fig. 5.44) a été obtenue à partir de la soustraction des grilles de pointés du fond (Annexe C.3) et du toit du socle indifférencié (Fig 5.43).

Comme à terre (fig. 5.42), les dépôts néogènes à quaternaire ne sont pas répartis de façon homogène. Dans l'estuaire de la Loire, le remplissage sédimentaire est compris entre 4 et 12 m, et très localement jusqu'à 30 m entre le plateau de la Lambarde et les îles situées au large de la Pointe de Chemoulin. La répartition de ces dépôts est plus variable dans la Grande rade de la Loire où ils atteignent 20 à 25 m mais sont quasi inexistantes dans la partie sud de notre zone d'étude.

Le remplissage sédimentaire que nous avons déterminé est donc plus important dans l'estuaire que celui proposé par Menier et al. (2014), défini à partir des profils sismiques antérieurs à nos campagnes et dont la surface de recouvrement de l'estuaire était moindre (fig. 5.6). Au contraire, dans la Grande rade de la Loire, nous estimons une épaisseur sédimentaire moins importante.

Dans la Baie de Bourgneuf, les épaisseurs sont très variables et généralement comprises entre 0 et 15 m, sauf au centre de la baie et de son ouverture océanique avec un maximum de 25 m au NE de la fosse du banc de Kerouars au pied de la faille de Machecoul.

5.10.3 Apport de l'étude terre-mer des dépôts

La figure 5.45 est une compilation des résultats obtenus lors de la détermination du remplissage sédimentaire néogène à quaternaire à terre et en mer, présentés séparément précédemment dans les figures 5.42 et 5.44 (en bas).

La continuité du remplissage à terre et en mer le long de la faille de Machecoul semble révéler un gradient avec une augmentation de l'épaisseur d'est en ouest. En effet, à terre, les forages situés sur le littoral présentent une épaisseur supérieure à celle déterminée à partir des profils de sismique en fond de baie. En mer, l'épaisseur sédimentaire au pied de la faille de Machecoul augmente du fond de la baie vers l'ouverture océanique de la baie, au large de la Pointe de Préfailles. A terre, l'absence de forages dans la partie est du Marais Breton limite l'interprétation.

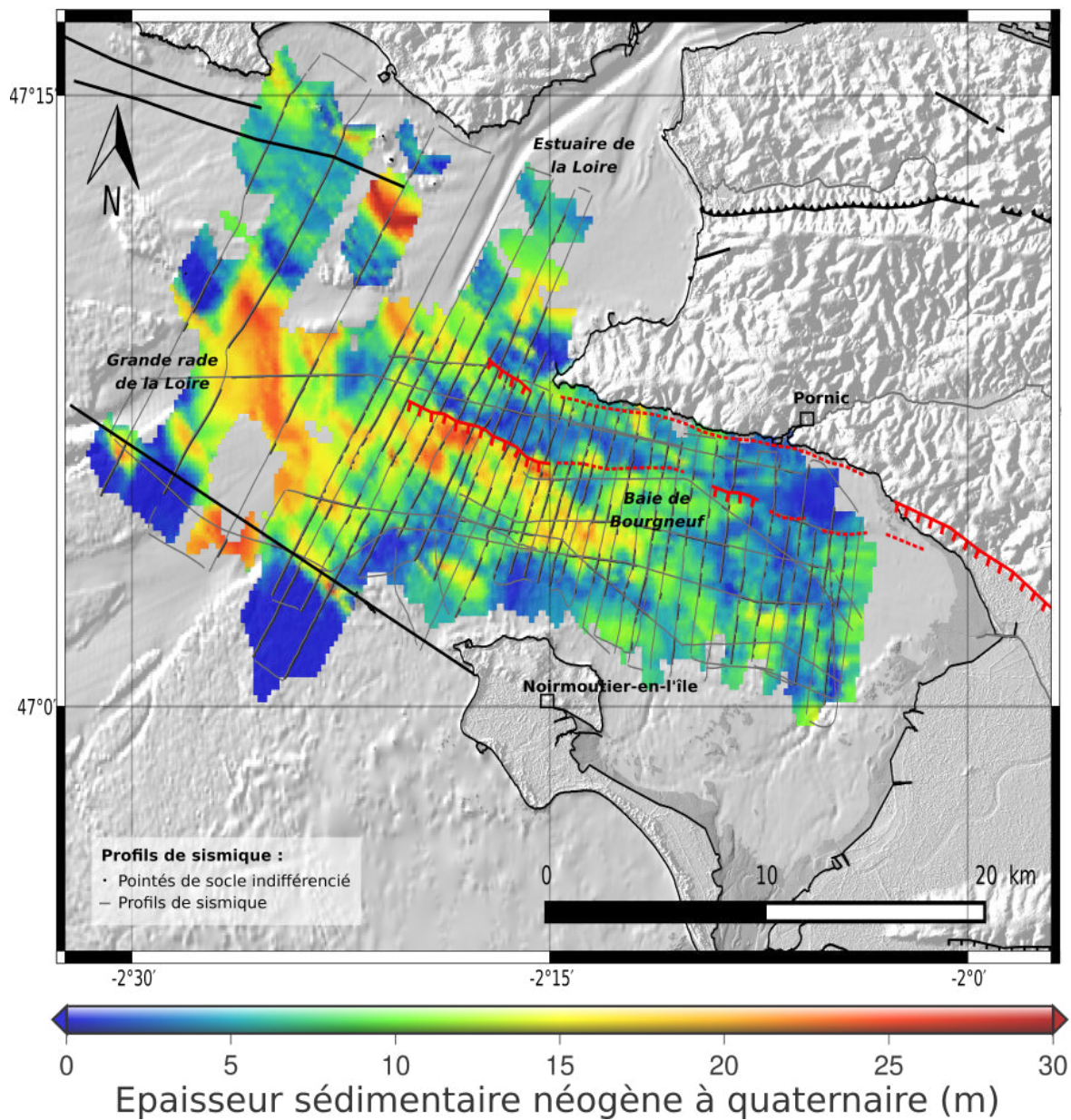


FIGURE 5.44 – Représentation de l'épaisseur sédimentaire néogène à quaternaire en mer obtenue à partir de la soustraction des grilles de l'altitude du fond (Annexe C.3) et du toit du socle indifférencié (fig. 5.43), sur fond d'ombrage MNT à partir des pointés des profils de sismique réflexion des campagnes RETZ1 et 2. Le tracé de la faille de Machecoul est représenté à terre et en mer en rouge.

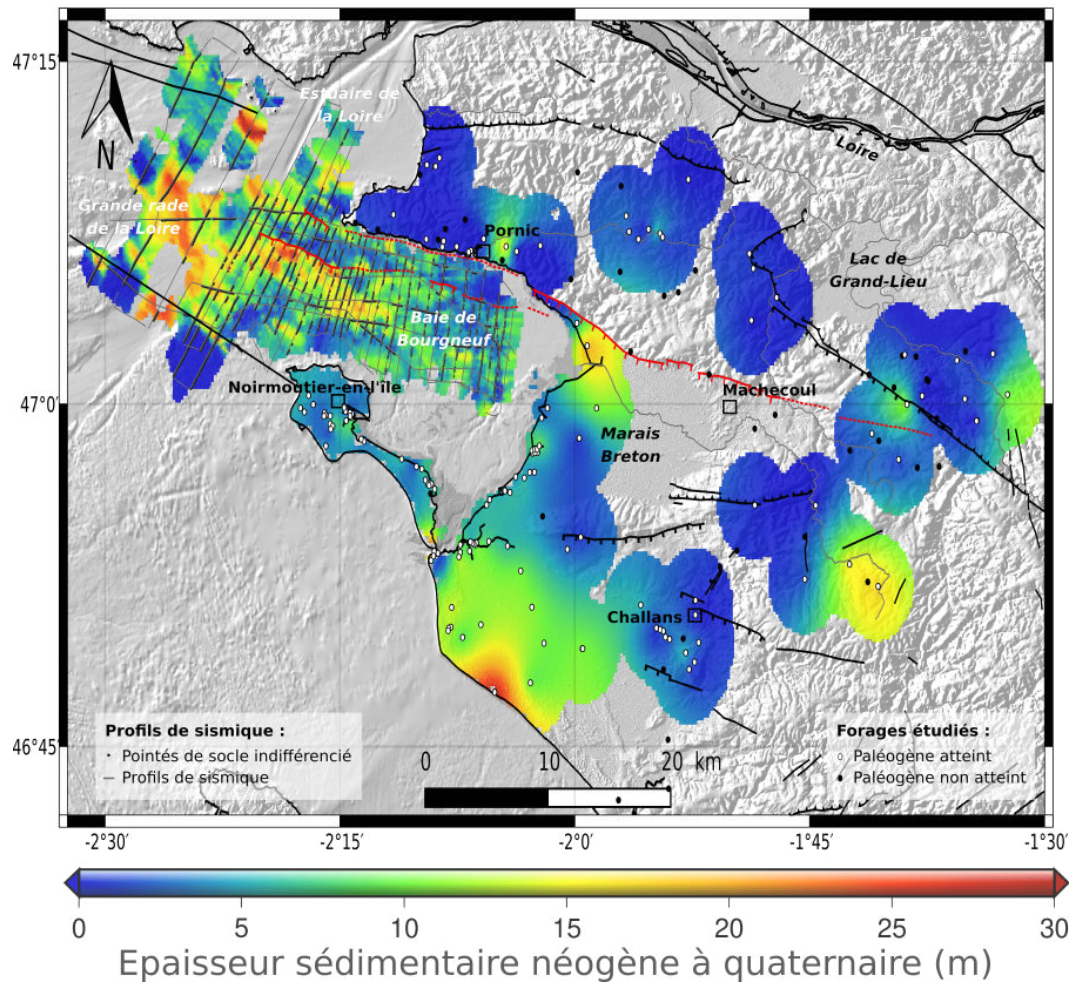


FIGURE 5.45 – Représentation de l'épaisseur sédimentaire néogène à quaternaire à terre et en mer, obtenues à partir des données de forages de la BSS et des profils de sismique réflexion des campagnes RETZ1 et RETZ2, sur fond d'ombrage MNT.

5.11 Morphologie des fonds, répartition et dynamique des formations sédimentaires superficielles en mer

5.11.1 Notions

La formation des figures sédimentaires en milieu peu-profond est liée aux conditions hydrodynamiques (marée, houle), aux caractéristiques sédimentaires (lithologie, granulométrie, stock disponible), à la morphologie du substrat et enfin aux variations à long terme du niveau marin (Allen, 1968). En effet, la distribution des faciès sédimentaires reflète l'intensité des courants (Gao and Collins, 1992; Garlan, 2004; Trentesaux, 2005) et l'étude des structures sédimentaires observées sur les plateformes continentales permet d'accéder aux indices du transport sédimentaire résiduel (e.g. Le Bot, 2001; Garlan, 2004; Trentesaux, 2005). Ainsi, à partir de la géomorphologie des fonds, il est possible d'établir les relations morpho-sédimentaires avec l'effet des agents hydrodynamiques locaux (houle, vagues, marée) (Cattaneo and Steel, 2003; Chaumillon et al., 2010; Tessier, 2012).

Cette partie est constituée de l'exploitation des données de bathymétrie haute-résolution acquises lors de la campagne RETZ2 2017 compilées aux données de la mission POPCORE 2016 dans la Baie de Bourgneuf. Nous avons ainsi réalisé une analyse de la nature des fonds et des formations sédimentaires superficielles, couplée à une analyse des figures sédimentaires reconnaissables en établissant lorsque cela était possible, la polarité des transports résiduels, potentiellement liés aux champs de courants actuels.

Ces éléments constituent une étude préliminaire à la compréhension des relations morpho-sédimentaires avec les conditions hydrodynamiques et donc la dynamique sédimentaire/les flux sédimentaires locaux dans la Baie de Bourgneuf à proximité de la faille de Machecoul.

5.11.2 Nos données et résultats

Les boîtes de bathymétrie haute résolution (fig. 5.46) sont situées au large de la Pointe de Préfailles et de Pornic, dans la partie nord de la Baie de Bourgneuf (fig. 5.10) dont le trait de côte est constitué par les falaises de la côte de Jade (Tillier, 2011).

Dans cette zone, les sédiments superficiels correspondent majoritairement à une couverture de sédiments sableux, grossier à fin, et quelques zones vaseuses localisées dans le chenal de la Pierre (fig. 5.9). La morphologie du fond révèle des roches affleurantes à sub-affleurantes à de nombreux endroits, dans le prolongement de la pointe de Préfailles (figs. 5.46 et 5.47), ainsi que parallèlement à la côte, délimitant ainsi le chenal de Pornic (figs. 5.46, 5.48 et 5.49). La répartition sédimentaire se fait donc autour de ces appointements rocheux, avec une accumulation sédimentaire correspondant au Banc de Kerouars.

La différenciation des faciès sédimentaires est cependant limitée par l'absence de prélèvements et d'analyses granulométriques. Toutefois, il apparaît une certaine variété de figures sédimentaires que nous allons étudier localement : champs de dunes de différentes tailles, sillons érosifs.

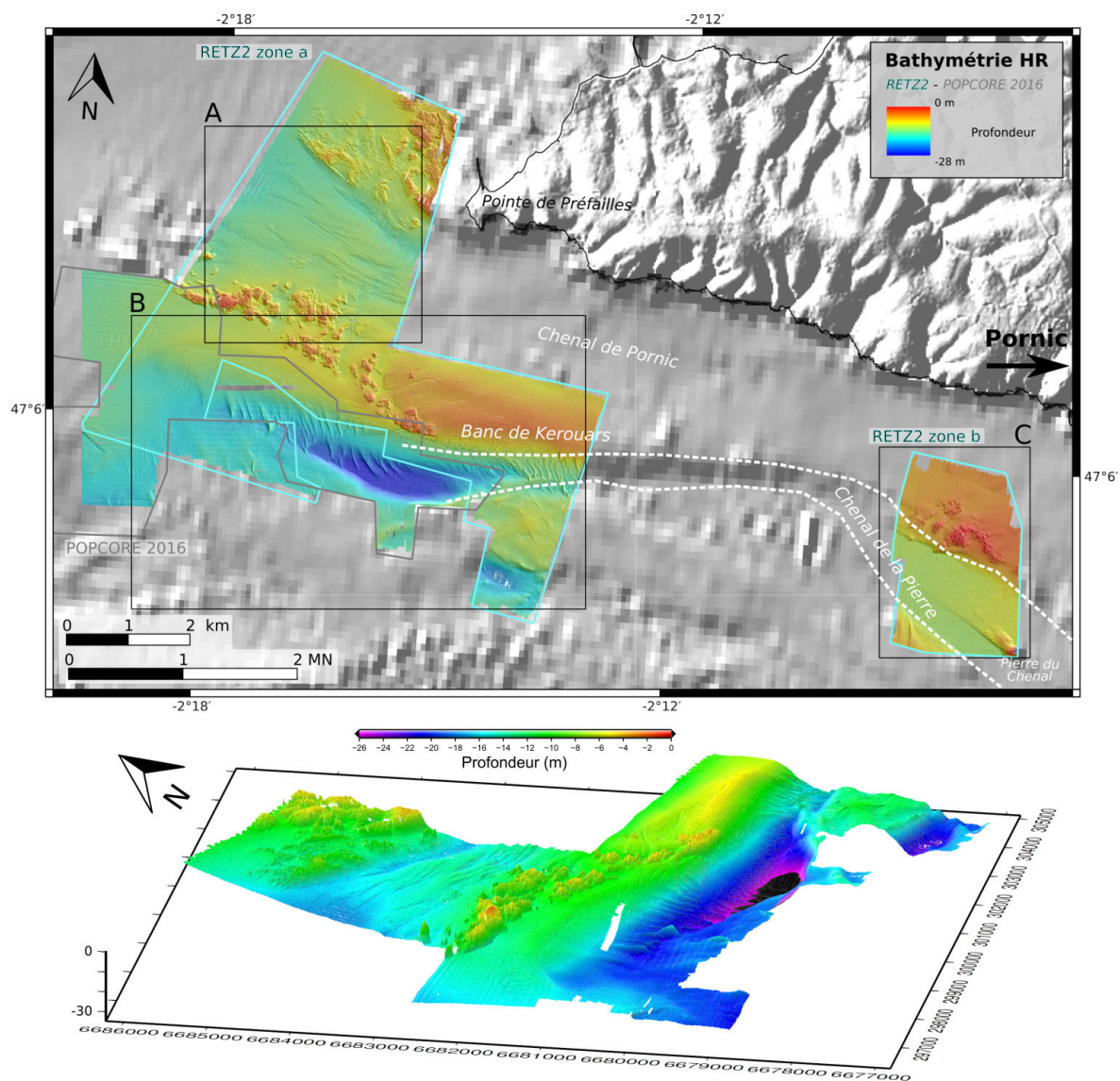


FIGURE 5.46 – Carte morphobathymétrique (ombrage et bathymétrie) des zones de bathymétrie haute résolution (2m) acquises lors de la campagne RETZ2, fusionnées avec les données de la campagne POPCORE 2016. En fond de carte, ombrages du produit HOMONIM (résolution de 100m) et à terre du produit BDALTI 25m. En bas, visualisation de la boîte de bathymétrie RETZ2 zone a en 3D.

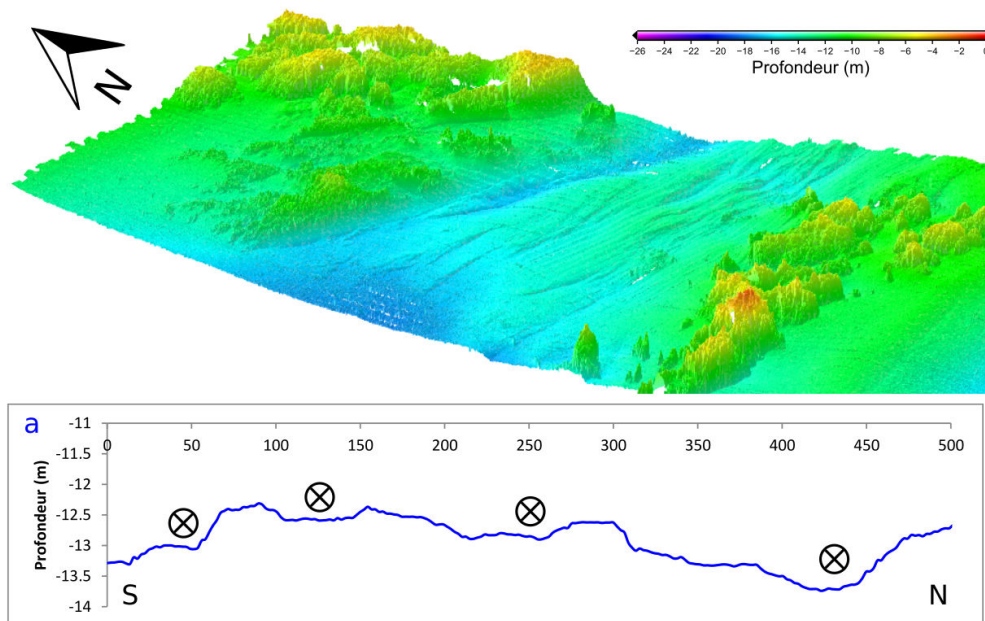
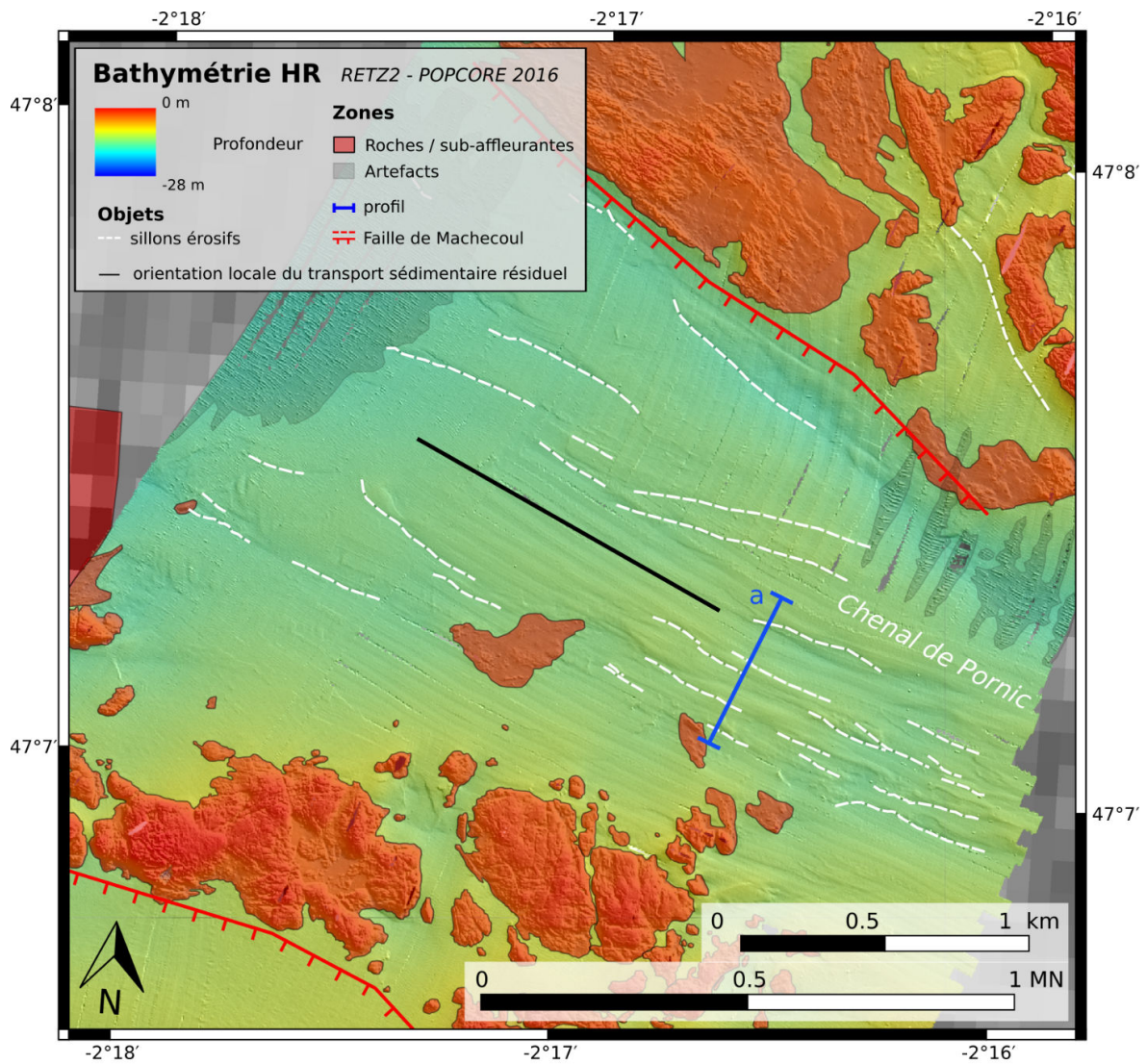


FIGURE 5.47 – Zoom A, de la carte morphobathymétrique (fig. 5.46), dans le prolongement de la pointe de Préfaïlles. Visualisation en carte et en 3D. La coupe bathymétrique (a) représente les sillons érosifs sur le fond du chenal de Pornic.

La pointe de Préfailles

Le chenal de Pornic est donc délimité par les affleurements rocheux situés dans le prolongement sous-marin de la pointe de Préfailles et les affleurements rocheux parallèles à la côte (figs. 5.46 et 5.47).

Son fond est marqué par des figures sédimentaires longitudinales correspondant essentiellement à des sillons érosifs érodant la nappe sableuse grossière accumulée dans la partie sud de la zone. Ces structures sont globalement orientées dans la direction du chenal (fig. 5.47). La genèse de ces sillons est liée à l'existence d'écoulements secondaires hélicoïdaux dans la couche limite qui peuvent induire un transport légèrement oblique par rapport à la direction principale des courants (Allen, 1982). Ils s'inscrivent dans une dynamique de marée associée à des courants forts dont les sens ne peuvent être clairement déterminés (fig. 5.47).

Les sillons présentent des longueurs kilométriques, des largeurs d'une cinquantaine de mètres et des profondeurs de quelques dizaines de centimètres (au maximum 50 cm). Le profil transverse tend ici à présenter un caractère asymétrique léger avec un flanc plus redressé vers le sud. La zone ne présente pas d'évidence de structures transverses et rides suggérant la présence de "rippled scour depression" ((RSD) Cacchione et al., 1984), liées à l'enregistrement des tempêtes.

Le Banc de Kerouars et les champs de dunes

Cette zone est caractérisée par le substratum rocheux affleurant délimitant un relief marqué parallèlement à la côte, et dans le prolongement à l'est, par le banc de Kerouars (figs. 5.46 et 5.48). Cet ensemble indique la présence de la faille de Machecoul en mer. Au niveau de la transition entre les roches affleurantes et le banc de Kerouars, le chenal de la Pierre est marqué par une fosse d'environ 30 m de profondeur, qui est la zone la plus profonde de la Baie de Bourgneuf (fig. 5.7 et 5.48).

Le banc sableux de Kerouars est associé aux roches affleurantes situées dans sa continuité nord-ouest. Il peut ainsi être qualifié de banc de sillage ou « banner bank » (Dyer and Huntley, 1999). Son flanc sud est recouvert d'un champ de mégarides, d'une longueur d'onde de 5 à 15 m, qui se prolonge au pied des appointements rocheux, dans la même direction (fig. 5.48, profil b).

Dans le fond du chenal de la Pierre, deux champs de grandes dunes sont visibles (fig. 5.48). Ils sont tous deux orientés selon l'axe du chenal. Le champ occidental s'étend sur 3,3 km de long et 750 m de large, et est situé à des profondeurs entre 28 et 16 m. Seule la partie occidentale du champ oriental est visible sur les données de bathymétrie acquises dans le cadre de ce travail.

L'analyse morphologique des dunes permet de définir deux ensembles dans chaque champ, présentant une orientation différente du transport, en lien avec la dynamique tidale qui affecte fortement la baie. En effet, les dunes sont des figures sédimentaires mobiles, influencées par les courants de marée et les courants induits par les vents (Le Bot, 2001; Le Bot and Trentesaux, 2004; Ferret et al., 2010). Leur structure est allongée et orientée perpendiculairement à l'axe principal du courant (Ashley, 1990) selon une variabilité angulaire de 20° (Le Bot, 2001). Leur asymétrie permet de définir l'orientation du courant résiduel sur le fond, qui est souvent d'orientation similaire que le courant principal.

Dans les deux champs présents dans la zone B, le flanc court des dunes situées au nord, d'une

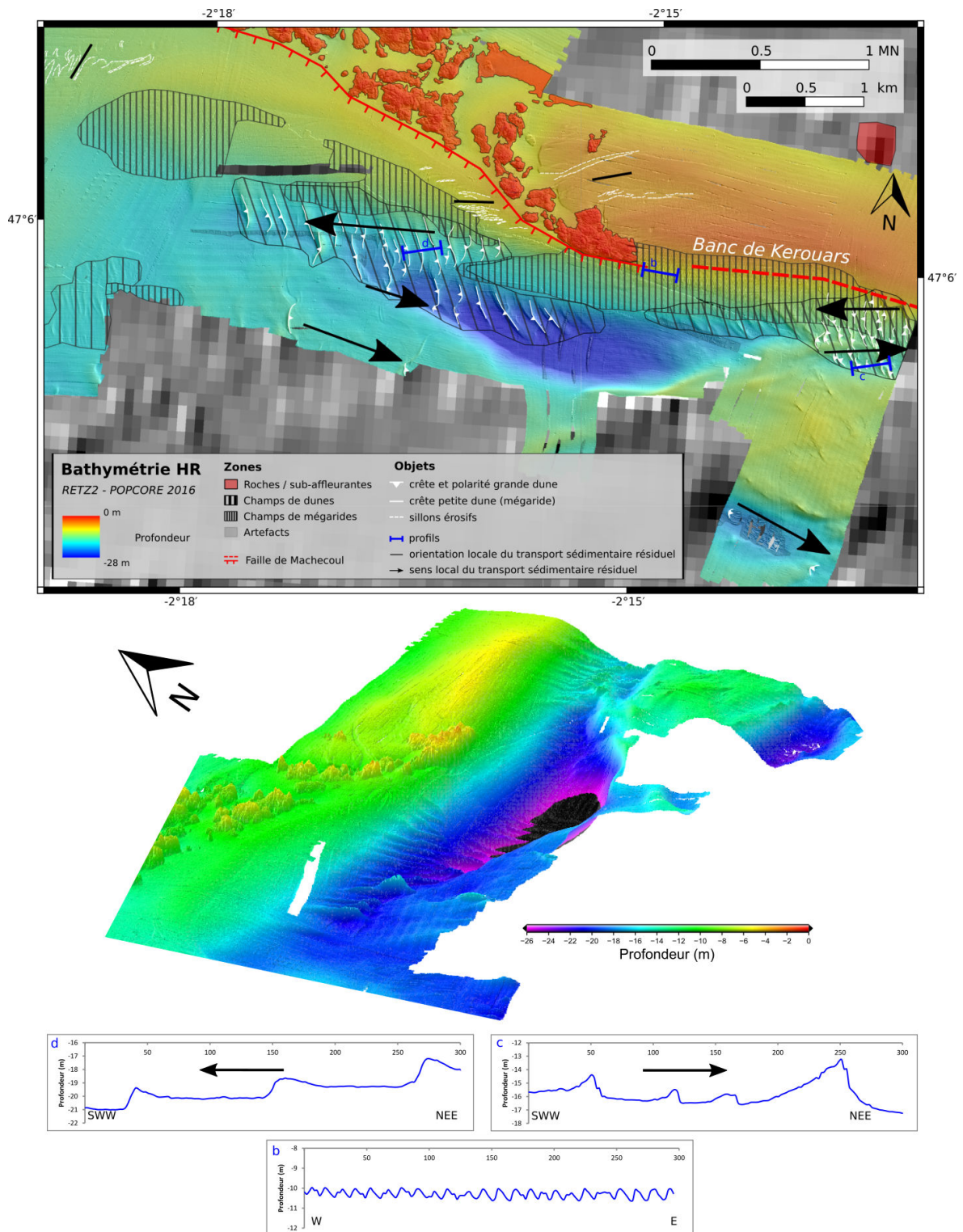


FIGURE 5.48 – Zoom B, de la carte morphobathymétrique (fig. 5.46), au niveau du Banc de Kerouars. Le figuré des champs de dunes et mégarides (5 à 15 m de longueur d'onde) est fonction de l'orientation réelle des structures. Visualisation en carte et en 3D. Les coupes bathymétriques sont situées dans les champs de mégarides (b) et de dunes (c et d).

hauteur d'environ 2 m (fig. 5.48 profil d), est orienté vers l'ouest et l'ouverture de la baie. Ces structures indiquent donc un transport sédimentaire orienté vers l'ouest. En revanche, les dunes situées au sud, d'une hauteur variant de 1 à 4 m (fig. 5.48, profil c), ont un flanc court orienté vers l'est et illustrent dans ce cas la présence d'un courant résiduel orienté vers l'est. Ces deux ensembles de polarités de transport contraire sont séparés par une zone de convergence/cisaillement des courants résiduels. Au nord, les dunes semblent donc régies par le courant de jusant lors de la vidange de la baie et au sud, par le courant résiduel de fond lié au courant de flot qui domine.

L'intérieur de la Baie et le Chenal de la Pierre

Le chenal de la Pierre est délimité au nord par le substratum affleurant à sa bordure nord, dans la prolongation de la faille de Machecoul (figs. 5.46 et 5.49). Il se décompose en deux chenaux à fond plat, séparés par un pointement rocheux, la Pierre du chenal (fig. 5.49, profil e). Le chenal nord est perché par rapport au chenal sud. La bordure nord du chenal sud est moins marquée et pourrait indiquer la présence d'une autre faille, à vergence sud également.

La morphologie du chenal de la Pierre semble être similaire à la morphologie des chenaux à fond plat et à bordures abruptes du paléoréseau de la Loire décrit par Augris et al. (2006), même si sa profondeur d'incision est nettement supérieure (-10 et -12 m pour les deux chenaux composant le chenal de la Pierre, et -30 m en moyenne pour les paléoréseau de la Loire).

Sur le bord sud-ouest de la boîte de bathymétrie, quelques dunes situées sur le flanc sud du chenal sud permettent de déterminer une polarité vers l'est et le fond de la baie et sont donc probablement liées au courant de flot.

5.11.3 Schéma interprétatif du transport sédimentaire résiduel

L'analyse de la polarité des figures sédimentaires reconnaissables sur les données de bathymétrie haute-résolution permet d'établir un schéma de la dynamique sédimentaire sur le fond (fig. 5.50). Cependant, les indices de polarités étant ponctuels et leur répartition non homogène sur toutes les zones, cette analyse ne correspond qu'à la partie nord de la Baie de Bourgneuf au niveau de son ouverture sur l'océan Atlantique.

La répartition des sédiments est fonction de plusieurs facteurs tels que la morphologie de la zone, la disponibilité du matériel remobilisable, les apports fluviaux et les facteurs hydrodynamiques (courants de marée, houle). L'impact de la morphologie du littoral et des fonds (substratum affleurant et promontoires rocheux) sur la dynamique sédimentaire (e.g. Chaumillon et al., 2008) est mis en évidence par la chenalisation des courants de marée dans le chenal de la Pierre, et la présence du banc de Kerouars.

Parmi les figures sédimentaires reconnues, les petites dunes et mégarides sont des objets non pérennes à l'échelle des cycles de marée, ce qui n'est pas le cas des grandes dunes. En effet, les petites structures (longueur d'onde < 10 m) subissent généralement des modifications de leur orientation pendant le flot et le jusant (Sherwood and Creager, 1990) et sont caractérisés par une assymétrie tidale (Harris and Collins, 1984). En revanche, la morphologie des grandes structures correspond au courant résiduel lié à la direction du transport (Lanckneus and Trentesaux, 1991).

L'impact des courants de marée mis en évidence par l'analyse de la polarité des dunes, qui a

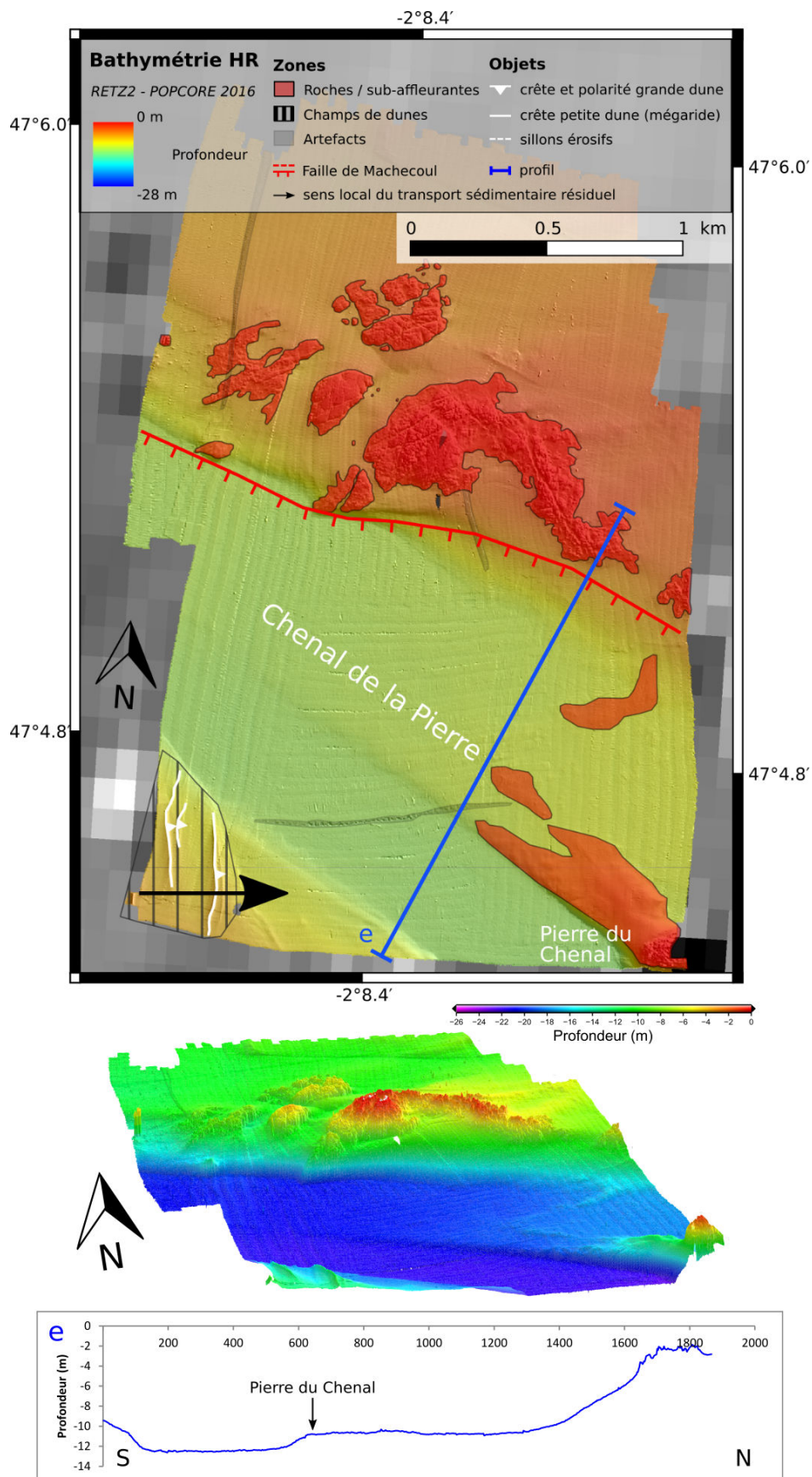


FIGURE 5.49 – Zoom C, de la carte morphobathymétrique (fig. 5.46), sur la boîte de bathymétrie située à l'intérieur de la Baie, au large de Pornic. Visualisation en carte et en 3D. La coupe bathymétrique (e) est située au niveau du chenal de la Pierre.

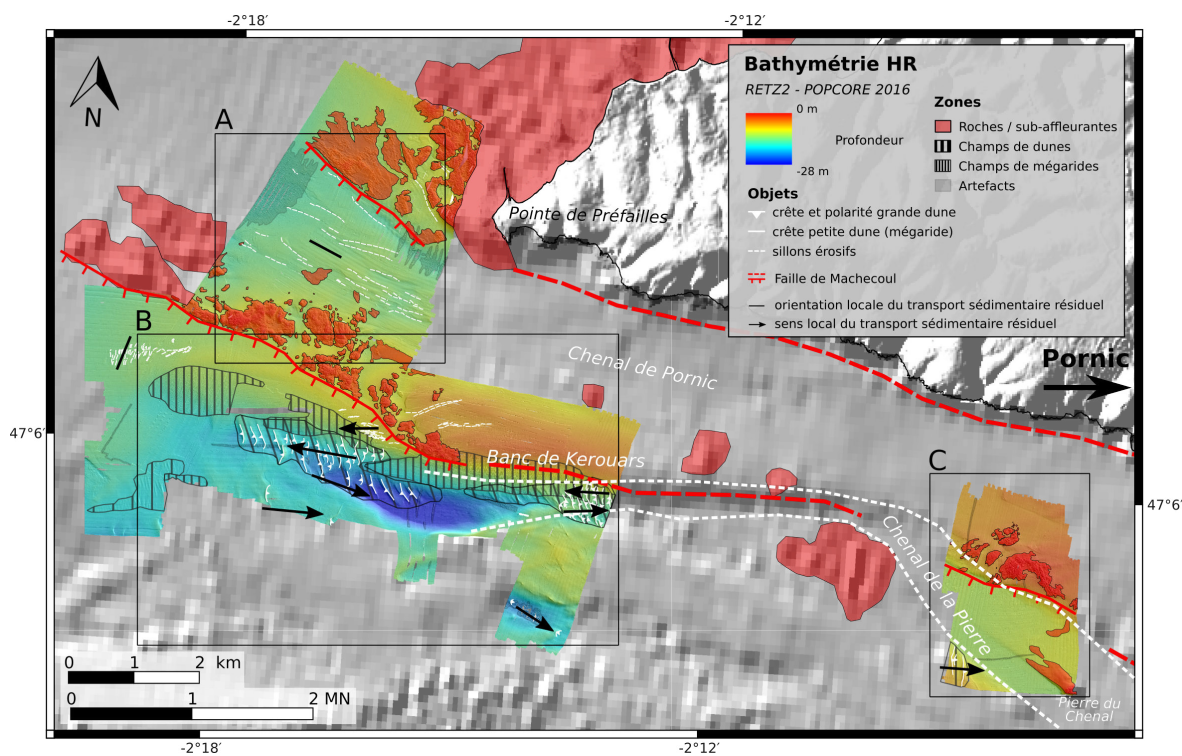


FIGURE 5.50 – Schéma de la dynamique sédimentaire sur le fond proposé à partir de l'interprétation de la polarité des figures sédimentaires reconnaissables sur les données de bathymétrie haute-résolution des campagnes RETZ2 et POPCORE 2016.

permis de déterminer l'existence de deux couloirs préférentiels de transport sédimentaire dans le chenal central de la Pierre : au nord selon le courant de jusant et au sud selon le courant de flot. La marée semble donc constituer un des principaux facteurs de la dynamique sédimentaire dans notre secteur d'étude de la Baie de Bourgneuf .

5.12 Références

- Allard, J., Chaumillon, E., Bertin, X., Poirier, C., and Ganthy, F. (2010). Sedimentary record of environmental changes and human interferences in a macrotidal bay for the last millenarities : the Marennes-Oléron Bay (SW France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181(2) :151–169. 190
- Allen, J. (1968). The nature and origin of bed-form hierarchies. *Sedimentology*, 10(3) :161–182. 199
- Allen, R. (1982). Automatic phase pickers : their present use and future prospects. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(6B) :S225–S242. 202
- Ashley, G. M. (1990). Classification of large-scale subaqueous bedforms; a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Research*, 60(1) :160–172. 202
- Augris, C., Simplet, L., Maze, J.-P., Morvan, L., Satra Le Bris, C., Fitamant, N., Bourillet, J.-F., and Stephan, M. (2006). Inventaire des ressources en matériaux marins : Façades «manche-est» et «loire-gironde». 139, 143, 194, 204
- Barbaroux, L., Cavet, P., et al. (1983). Notice explicative de la carte géologique de France 1/50 000, feuille de Nort-sur-Erdre (1222). *BRGM, Orléans, 48p.* 163
- Billeaud, I., Chaumillon, E., and Weber, O. (2005). Evidence of a major environmental change recorded in a macrotidal bay (Marennes-Oléron Bay, France) by correlation between VHR seismic profiles and cores. *Geo-Marine Letters*, 25(1) :1–10. 190
- Birgören, G., Özel, O., and Siyahi, B. (2009). Bedrock depth mapping of the coast south of Istanbul : comparison of analytical and experimental analyses. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18(2) :315–329. 171
- Blakely, R. J. (1995). *Potential theory in gravity and magnetics*. Cambridge university press. 130, 164
- Borne, V. (1986). *Le Paléogène du bassin de Challans-Noirmoutier (France)*. PhD thesis, Thèse de l'Université de Nantes. 174
- Cacchione, D. A., Drake, D. E., Grant, W. D., and Tate, G. B. (1984). Rippled scour depressions on the inner continental shelf off central california. *Journal of Sedimentary Research*, 54(4) :1280–1291. 202
- Cattaneo, A. and Steel, R. J. (2003). Transgressive deposits : a review of their variability. *Earth-Science Reviews*, 62(3-4) :187–228. 199
- Chaumillon, E., Bertin, X., Weber, N., and Tessier, B. (2003). Internal architecture and sedimentary facies of the recent infilling of a macrotidal bay : implications in terms of morphodynamics (the Marennes-Oléron bay, Atlantic coast of France). In *Proceedings of the 3rd IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, RCEM*, pages 423–432. 189, 190, 278
- Chaumillon, E., Proust, J.-N., Menier, D., and Weber, N. (2008). Incised-valley morphologies and sedimentary-fills within the inner shelf of the bay of biscay (france) : A synthesis. *Journal of Marine Systems*, 72(1–4) :383 – 396. Oceanography of the Bay of Biscay. 139, 185, 189, 204

-
- Chaumillon, E., Tessier, B., and Reynaud, J.-Y. (2010). Stratigraphic records and variability of incised valleys and estuaries along french coasts. *Bulletin de la Société géologique de France*, 181(2) :75–85. 199
- Cina, A. (2000). *GPS : Principi, modalità e tecniche di posizionamento*. Celid. 147
- de Nantes, U. (1978). Résumé des conditions hydrologiques et caractéristiques des eaux dans l'estuaire de la Loire. page 63. 143
- Delanoë, Y. (1988). Les grands traits de la structure et de l'évolution géodynamique des dépôts tertiaires du plateau continental sud-armoricain d'après les enregistrements de réflexion sismique. *Géologie de la France*, 1 :79–90. 191
- Delanoë, Y., Dieuchon, A., and Gouleau, D. (1971). Structures et formations sédimentaires de la baie de bourgneuf (loire-atlantique) étudiées par sondage sismique réflexion. *CR Acad. Sci. Paris*, 272 :797–799. 143
- Delanoë, Y., Margerel, J., and Pinot, J. (1976). En Baie de Concarneau, l'Oligocène marin est discordant sur un Eocène ondulé, faillé et érodé, et l'Aquitainien a voilé l'ensemble après une nouvelle pénéplanation. *CR Acad. Sci. Paris*, 282 :29–32. 172, 174
- Dubois, J., Diament, M., Cogné, J.-P., and Mocquet, A. (2011). *Géophysique*. Dunod. 130
- Dushaw, B. D., Worcester, P. F., Cornuelle, B. D., and Howe, B. M. (1993). On equations for the speed of sound in seawater. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 93(1) :255–275. 147
- Dussauze, M., Sanchez, M., Barillé, L., Hitier, B., Oger-Jeanneret, H., and Robin, M. (2009). Modélisation de la turbidité en Baie de Bourgneuf (France). Proceedings of the Coastal and Maritime Mediterranean Conference, Hamamet, Maroc. 144
- Dyer, K. R. and Huntley, D. A. (1999). The origin, classification and modelling of sand banks and ridges. *Continental Shelf Research*, 19(10) :1285–1330. 202
- Ferret, Y., Le Bot, S., Tessier, B., Garlan, T., and Lafite, R. (2010). Migration and internal architecture of marine dunes in the eastern English Channel over 14 and 56 year intervals : the influence of tides and decennial storms. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(12) :1480–1493. 202
- Gao, S. and Collins, M. (1992). Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of “transport vectors”. *Sedimentary Geology*, 81(1-2) :47–60. 199
- Garlan, T. (2004). Apports de la modélisation dans l'étude de la sédimentation marine récente. *Mémoire d'HDR*, page 182. 199
- Gebelin, A., Martelet, G., Brunel, M., Faure, M., and Rossi, P. (2004). Late hercynian leucogranites modelling as deduced from new gravity data : the example of the millevaches massif (massif central, france). *Bulletin de la Société géologique de France*, 175(3) :239–248. 162
- Gouleau, D. (1968). *Etude hydrologique et sédimentologique de la baie de Bourgneuf*. PhD thesis, Université de Caen. 143

-
- Gouleau, D. (1975). Les premiers stades de la sédimentation sur les vasières littorales atlantiques : rôle de l'émergence. 143
- Gregoire, G. (2016). *Dynamique sédimentaire et évolution holocène d'un système macrotidal semi-fermé : l'exemple de la rade de Brest*. PhD thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest. 174, 175, 188, 190
- Harris, P. and Collins, M. (1984). Bedform distributions and sediment transport paths in the Bristol Channel and Severn Estuary, UK. *Marine Geology*, 62(1-2) :153–166. 204
- Huerta, P., Proust, J.-N., Guennoc, P., and Thinon, I. (2010). Seismic stratigraphy of the Vendean-Armorican platform of the French Atlantic shelf : new insights into the history of the North Atlantic ocean. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181(1) :37–50. 172
- Hughes Clarke, J. E. (2000). Present-day methods of depth measurement. 146
- Jaeger, J.-L. (1967). Un alignement d'anomalies légères coïncidant avec des bassins tertiaires en Bretagne. *Mém. BRGM*, 52 :91–102. 129, 163
- Jaeger, J.-L. and Corpel, J. (1967). Étude de l'anomalie gravimétrique légère en relation avec le bassin tertiaire de Rennes. *Mém. BRGM*, 52 :103–129. 163
- Lanckneus, J De Moor, G. B. S. C. H. D. B. M. H. J.-P. T. J. and Trentesaux, A. (1991). Cartographie du middelkerke bank : dynamique sédimentaire, structure géologique, facies sédimentaires. *Presented at the Ocean Space Advanced Technologies European Show, Brest, France*, pages 1–11. 204
- Lane Jr, J. W., White, E. A., Steele, G. V., and Cannia, J. C. (2008). Estimation of bedrock depth using the horizontal-to-vertical (H/V) ambient-noise seismic method. In *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2008*, pages 490–502. Society of Exploration Geophysicists. 171
- Le Bot, S. (2001). *Morphodynamique de dunes sous-marines sous influence des marées et des tempêtes : processus hydro-sédimentaires et enregistrement : exemple du Pas-de-Calais*. PhD thesis, Université de Lille 1. 199, 202
- Le Bot, S. and Trentesaux, A. (2004). Types of internal structure and external morphology of submarine dunes under the influence of tide-and wind-driven processes (Dover Strait, northern France). *Marine Geology*, 211(1-2) :143–168. 202
- Lerouxel, A., Barrilé, L., Rosa, P., and Froidefond, J. (2008). Analyse de la distribution spatiale de la turbidité en baie de Bourgneuf et son impact sur les cultures ostréicoles. *Rapport au SMIDAP, Nantes*, page 61. 144
- Lesueur, P. and Klingébiel, A. (1986). Carte et notice de répartition des sédiments superficiels du plateau continental du Golfe de Gascogne, partie septentrionale (éch. : 1/500 000). *Coédition BRGM/IFREMER Carte géologique de la marge continentale française*, 1. 143, 276
- Lurton, X. (2000). Swath bathymetry using phase difference : Theoretical analysis of acoustical measurement precision. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 25(3) :351–363. 147

-
- Lurton, X. (2002). *An introduction to underwater acoustics : principles and applications*. Springer Science & Business Media. 146
- Lurton, X. (2003). Theoretical modelling of acoustical measurement accuracy for swath bathymetric sonars. *The International hydrographic review*, 4(2). 147
- Menier, D. (2003). *Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines : apports de la stratigraphie sismique*. PhD thesis. Thèse de doctorat dirigée par Proust, Jean-Noël Sciences de la matière et de l'univers Lorient 2003. 172
- Menier, D., Augris, C., and Briend, C. (2014). *Les réseaux fluviaux anciens du plateau continental de Bretagne Sud* : Atlas & cartes. Ed. Quae. 141, 142, 196, 276
- Menier, D., Reynaud, J.-Y., Proust, J.-N., Guillocheau, F., Guennoc, P., Bonnet, S., Tessier, B., and Goubert, E. (2006). Basement control on shaping and infilling of valleys incised at the southern coast of brittany, france. 174
- Mitchum Jr, R., Vail, P., and Thompson III, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level : Part 2. the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis : Section 2. application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation. 154
- Parolai, S., Richwalski, S. M., Milkereit, C., and Bormann, P. (2004). Assessment of the stability of H/V spectral ratios from ambient noise and comparison with earthquake data in the Cologne area (Germany). *Tectonophysics*, 390(1-4) :57–73. 171
- Pouvreau, N. et al. (2012). REFMAR : Réseaux de référence des observations marégraphiques. pages 629–636. 151
- Pouvreau, N. et al. (2014). REFMAR : une coordination pour l'observation du niveau de la mer. *La Houille Blanche*, (4) :37–43. 151
- Proust, J.-N., Menier, D., Guillocheau, F., Guennoc, P., Bonnet, S., Rouby, D., and Le Corre, C. (2001). Fossil valleys in the bay of vilaine (brittany, france) : Nature and evolution of the pleistocene coastal sediment wedge of brittany [les vallées fossiles de la baie de la vilaine : Nature et évolution du prisme sédimentaire côtier du pleistocène armoricain]. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 172(6) :737–749. cited By 24. 174, 185
- Proust, J.-N., Renault, M., Guennoc, P., and Thinon, I. (2010). Sedimentary architecture of the Loire River drowned valleys of the French Atlantic shelf. *Bulletin de la Société géologique de France*, 181(2) :129–149. 139, 141, 142, 154, 172, 174, 175, 188, 194
- Quinn, R., Bull, J., and Dix, J. (1998). Optimal processing of marine high-resolution seismic reflection (Chirp) data. *Marine Geophysical Researches*, 20(1) :13–20. 149
- Rouchon, C. (2016). Imagerie géophysique multi-méthodes du socle Jurassique sous le bassin Oligocène de Narbonne (site de Malvés). *Rapport de stage, Master Géologie des Réservoirs, Université de Montpellier*, page 47. 171
- Salomon, J. and Lazure, P. (1988). Etude par modèle mathématique de quelques aspects de la circulation marine entre Quiberon et Noirmoutier. *Rapp. IFREMER DERO-88-26-EL*, pages 1–104. 144

-
- Sanchez, M. (2010). Mobilité des sédiments fins en milieu côtier : tendances sédimentaires en baie de Bourgneuf. *European Journal of Environmental and Civil Engineering*, 14(2) :181–192. 143, 144
- Sanchez, M. and Delanoë, Y. (2006). L'envasement dans différents ports de Loire-Atlantique. *Proceedings of the IXèmes Journées Nationales Génie Civil–Génie Côtier (Brest, France)*, pages 419–430. 143
- Sherwood, C. R. and Creager, J. S. (1990). Sedimentary geology of the Columbia River estuary. *Progress in Oceanography*, 25(1-4) :15–79. 204
- SHOM (1990). *Courants de marée de la côte sud de Bretagne de Penmarc'h à Noirmoutier*. 144
- SHOM (2016). *Ouvrage de marée : Références Altimétriques Maritimes, Ports de France métropolitaine et d'Outre-Mer*. 144
- Simpkin, P. and Davis, A. (1993). For seismic profiling in very shallow water, a novel receiver. *Sea Technology;(United States)*, 34(9). 189, 190
- Tessier, B. (2012). Stratigraphy of tide-dominated estuaries. In *Principles of tidal sedimentology*, pages 109–128. Springer. 199
- Thinon, I., Guennoc, P., Proust, J.-N., Mnier, D., and Leroy, P. (2007). Cartographie à 1/250000 de la plate-forme de Bretagne Sud : paléovallées quaternaires et structures du substratum. In *Congrès Association des Sédimentologues Français*, Caen, France. 142, 194
- Thinon, I., Menier, D., Guennoc, P., and PROUST, J. (2008). Carte géologique au 1/250 000e de la marge continentale : Lorient (Bretagne Sud). *Coordinateurs J.-N. PROUST et P. GUENNOC.–CNRS et BRGM*. 141, 172
- Tillier, I. (2011). *Concepts et outils pour l'analyse spatiale des conflits d'usages - Applications en zone côtière (baie de Bourgneuf, Pays de Loire, France)*. PhD thesis, Université de Nantes. 144, 199
- Traini, C., Menier, D., Proust, J.-N., and Sorrel, P. (2013). Transgressive systems tract of a ria-type estuary : The late holocene vilaine river drowned valley (france). *Marine Geology*, 337 :140 – 155. 174, 175, 188
- Trentesaux, A. (2005). *Enregistrement de processus sédimentaires pléistocènes Exemples de plates-formes détritiques et de bassins profonds Mer du Nord et mers de Chine*. PhD thesis, Université des Sciences et Technologie de Lille-Lille I. 199
- Vanney, J.-R. (1977). *Géomorphologie de la marge continentale sud-armoricaine*, volume 21. Société d'édition d'enseignement supérieur. 144
- Vella, A., Galea, P., and D'Amico, S. (2013). Site frequency response characterisation of the Maltese islands based on ambient noise H/V ratios. *Engineering Geology*, 163 :89–100. 171
- Verger, F. (1968). *Les marais des côtes françaises de l'Atlantique et de la Manche et leurs marges maritimes : étude de géomorphologie littorale*. Bordeaux : Biscaye frères. 141

-
- Wada, S., Sawada, A., Hiramatsu, Y., Matsumoto, N., Okada, S., Tanaka, T., and Honda, R. (2017). Continuity of subsurface fault structure revealed by gravity anomaly : the eastern boundary fault zone of the niigata plain, central japan. *Earth, Planets and Space*, 69(1) :15. 129, 171
- Weber, N. (2004). *Morphologie, architecture des dépôts, évolution séculaire et millénaire du littoral charentais : apports de la sismique réflexion combinée à des suivis bathymétriques et validée par des vibrocarottages*. PhD thesis, Université de La Rochelle. 185
- Wessel, P., Smith, W. H., Scharroo, R., Luis, J., and Wobbe, F (2013). Generic mapping tools : improved version released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 94(45) :409–410. 130, 132, 136, 153, 155, 159
- Wyns, R. (1991). Evolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d’après l’analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, 3(1) :1–42. 129, 163

Chapitre 6

Sismicité instrumentale de la Vendée littorale : apport d'une expérience sismologique temporaire dédiée

Sommaire

6.1 Etudes précédentes	215
6.2 Le réseau MACHE	216
6.2.1 Déploiement	216
6.2.2 Instrumentation	217
6.2.3 Données acquises	217
6.3 Traitement des données	217
6.3.1 Préparation des données, détection et extraction des évènements	217
6.3.2 Lecture des temps d'arrivées	219
6.3.3 Localisation des évènements	219
6.3.4 Magnitudes et loi de Gutenberg-Richter.	223
6.4 Etude du rapport Vp/Vs	224
6.4.1 La méthode de Wadati	225
6.4.2 La méthode de Chatelain	226
6.5 Caractérisation de la source sismique	227
6.5.1 Notions	227
6.5.2 Détermination des mécanismes au foyer	230
6.5.3 Détermination du tenseur des contraintes local	232
6.6 Analyse et interprétation de la sismicité en Vendée littorale	236
6.6.1 Groupements temporels de séismes	236
6.6.2 Les résidus et erreurs de localisation	237
6.6.3 Profondeur de la sismicité	238
6.6.4 Le rapport Vp/Vs	242
6.6.5 Distribution des mécanismes au foyer	243
6.6.6 Tenseur des contraintes local	245
6.7 Retour d'expérience	246
6.7.1 La géométrie du réseau MACHE	246
6.7.2 Le modèle de vitesse	246

*CHAPITRE 6. SISMICITÉ INSTRUMENTALE DE LA VENDÉE LITTORALE :
APPORT D'UNE EXPÉRIENCE SISMOLOGIQUE TEMPORAIRE DÉDIÉE*

6.7.3	Intégration de signaux des réseaux nationaux	247
6.7.4	Mécanismes au foyer et plans de rupture	248
6.8	Références	249

6.1 Etudes précédentes

Le premier réseau sismologique installé dans la région (réseau VENDE, Fig. 6.1) en collaboration avec le Conseil Général de la Vendée (CG85), avait pour but d'évaluer le potentiel géothermique du massif granitique d'Avrillé en caractérisant une éventuelle micro-sismicité. Ce réseau temporaire était constitué de huit stations (V1 à V8) localisées autour d'indices hydrothermaux (sources d'eau chaude), et de deux stations (V9 et V10) plus éloignées en cas de séisme régional de forte magnitude. Ce réseau initial a été déployé de juillet 2011 à février 2013, et a permis de localiser 130 évènements internes au réseau (fig. 6.6). La circulation de fluides hydrothermaux exploitables dans le Massif d'Avrillé n'ayant pu être mise en évidence par l'activité sismique (Kerromnes, 2012; Guan, 2013), les stations ont été redéployées de mars 2013 à décembre 2015 afin d'évaluer l'aléa sismique dans le Marais Breton Vendéen.

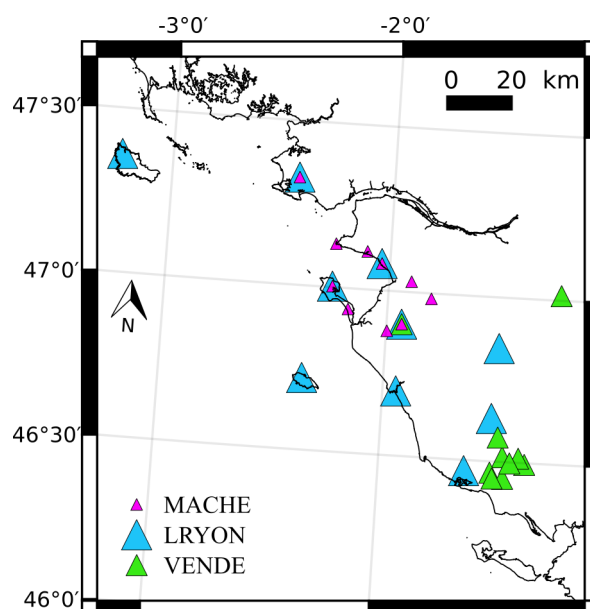


FIGURE 6.1 – Réseaux sismologiques VENDE (en vert), LRYON (en bleu) et MACHE (en rose) déployés en Vendée littorale lors des différentes études entre 2011 et 2017. Ce code couleur sera utilisé dans les figures suivantes pour les évènements propres à chaque réseau.

Ce second réseau (réseau LRYON, fig. 6.1) comporte également 10 stations sismologiques, réparties dans le Morbihan (une station à Belle-Île-en-Mer), en Loire-Atlantique (2 stations, à Guérande et La Bernerie-en-Retz) et en Vendée (7 stations, à Talmont St Hilaire, l'Île d'Yeu, Les Clouzeaux, St Gilles de Croix de Vie, Les Lucs sur Boulogne, Noirmoutier et Châteauneuf). Les stations ont été installées à partir du mois de mars 2013 jusqu'à la fin du mois de décembre 2014 et réparties de cette façon afin de localiser les zones actives au sein d'un faisceau de failles de direction NW-SE en Vendée littorale. 56 évènements internes au réseau LRYON ont pu être localisés (fig. 6.6).

Ces précédentes études ont donc permis l'enregistrement d'une activité sismique diffuse dans le Marais Breton Vendéen, en possible relation avec des failles actives. C'est dans le but de mieux localiser ces failles actives et d'enregistrer une sismicité plus faible qu'un troisième réseau a été déployé à partir de janvier 2016, dans le cadre de ma thèse (réseau MACHE, fig. 6.1).

6.2 Le réseau MACHE

6.2.1 Déploiement

Le réseau MACHE est composé de 10 stations, réparties sur les départements de la Loire-Atlantique et de la Vendée (fig. 6.2, coordonnées des stations en annexe D.1). Quatre stations du réseau LRYON ont été conservées (Noirmoutier, La Bernerie-en-Retz, Guérande et Châteauneuf), et les six autres stations ont été placées à Préfailles, Pornic, St-Cyr-en-Retz, Machecoul, St Urbain et Barbâtre. Ce réseau est donc localisé autour de la Baie de Bourgneuf et du Marais Breton bordés par la faille de Machecoul, suspectée d'être à l'origine du séisme historique du 25 janvier 1799.

Le choix des sites a été fait en fonction de la facilité d'accès (tous les 2 à 3 mois pour la récupération des données), le bruit environnant (proximité de routes, aires piétonnes très fréquentées), l'accès à une alimentation électrique sur secteur et la géologie. Toutes les stations sont au rocher (situées au-dessus d'un substratum rigide), sauf BARB qui est localisée sur le littoral sableux de l'île de Noirmoutier et MACH dans le Marais Breton.

La Baie de Bourgneuf représente un gap azimuthal qu'il n'était pas possible de combler par la mise en place d'OBS (Ocean Bottom Seismometer) étant donné les très faibles profondeurs et la grande fréquentation maritime de la zone. Nous avons conservé la station de Guérande (fig. 6.1 réseau LRYON et fig. 6.2) malgré sa position excentrée du réseau, afin de pouvoir enregistrer la sismicité dans l'estuaire de la Loire. La répartition latitudinale des stations est assez homogène, tandis que la répartition longitudinale est limitée par la Baie de Bourgneuf. Le réseau MACHE s'inscrit donc dans une zone de 37 km par 23 km (en excluant GUER qui est excentrée), avec un écart entre les stations variable (fig. 6.2).

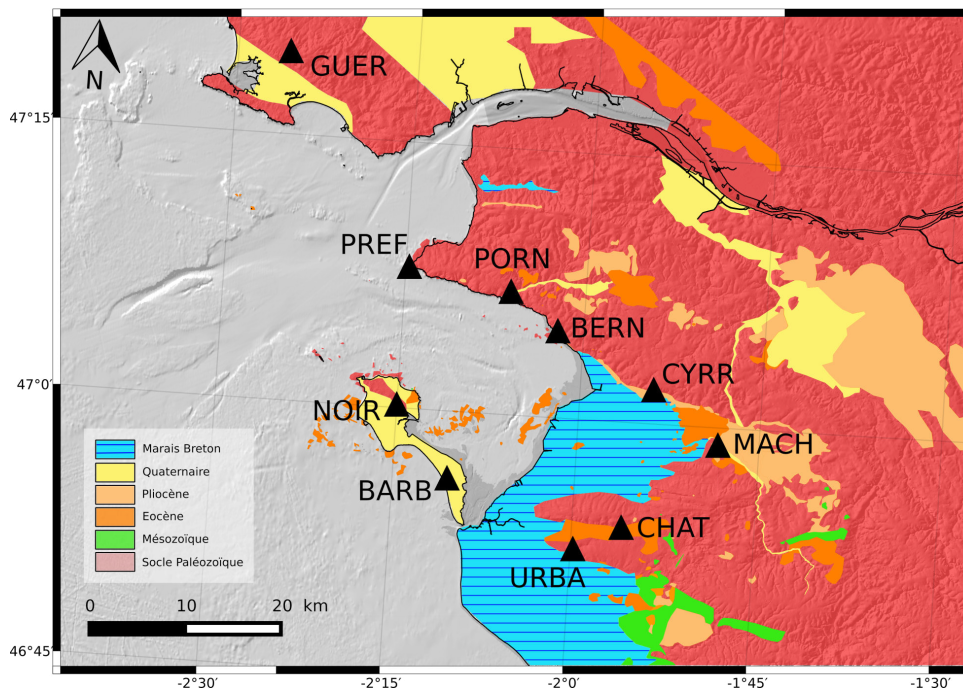


FIGURE 6.2 – Réseau sismologique MACHE, déployé en Vendée littorale dans le cadre de cette thèse à partir de janvier 2016, sur fond de carte géologique simplifiée. En annexe D.1 : coordonnées des stations du réseau MACHE.

6.2.2 Instrumentation

Le matériel décrit ci-après a été utilisé pour les réseaux VENDE, LRYON et MACHE, déployés successivement entre 2011 et 2017. Chaque station est constituée :

- d'un capteur Lennartz Le3D courte période statique de période propre 1 seconde
- d'une station d'acquisition REFTEK 130B-01/3, pour un enregistrement en continu, d'une fréquence d'échantillonnage fixée à 125 Hz
- d'une antenne GPS envoyant une information horaire toutes les minutes rondes pour corriger la dérive instrumentale
- d'une batterie et d'un chargeur alimenté par secteur ou par panneau solaire selon les sites.

6.2.3 Données acquises

Les stations étant situées majoritairement dans des zones anthropisées, une vérification du bruit ambiant a été réalisée après quelques mois de déploiement, afin de valider les sites.

Les 10 stations ont été opérationnelles à partir du 15 mars 2016, et sont toujours opérationnelles. Seules quelques coupures dans les données des stations BARB, CHAT et NOIR sont à noter (fig. 6.3).

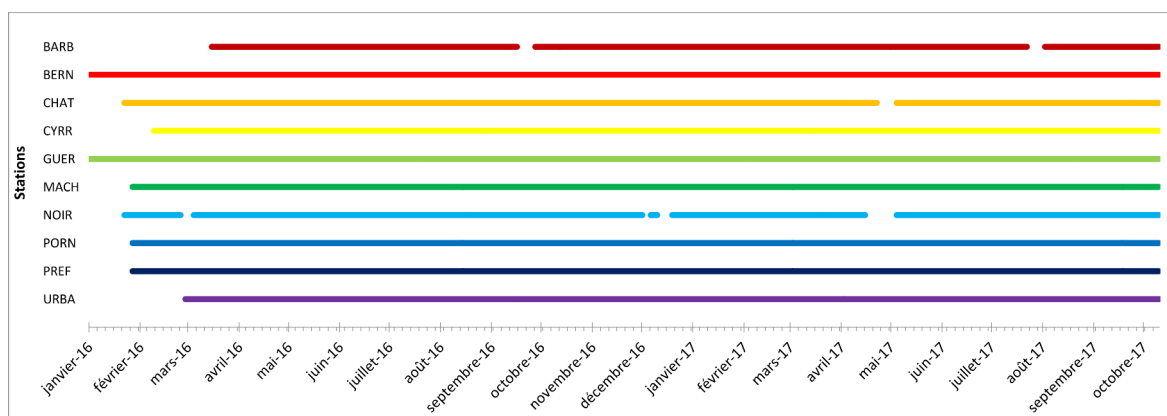


FIGURE 6.3 – Données disponibles pour chaque station du réseau sismologique MACHE (fig. 6.2).

6.3 Traitement des données

Dans le cadre de ma thèse, j'ai traité les données du réseau LRYON entre janvier et décembre 2015, ainsi que les données du réseau MACHE entre le 25 janvier 2016 et le 31 octobre 2017 (fig. 6.3), soit 34 mois de données au total.

6.3.1 Préparation des données, détection et extraction des évènements

Les données brutes sont tout d'abord sauvegardées et archivées par station et par jour julien, converties au format MiniSEED grâce à l'utilitaire *rt mseed* et enfin formatées avec *mseedmod* et *mseedhdr* afin de pouvoir utiliser l'utilitaire *ms-picker* (Nippres et al., 2010). En effet, l'enregistrement des données étant continu, il est nécessaire d'automatiser la détection des évènements.

Pour la détection, nous utilisons un algorithme de STA/LTA (e.g. Allen, 1978, 1982; Baer and Kradolfer, 1987) : sur une fenêtre de temps spécifique, on recherche des variations rapides d'amplitude du signal en évaluant le rapport de la moyenne des valeurs d'énergie à court terme (Short Time Average, STA) sur la moyenne des valeurs d'énergie à long terme (Long Time Average, LTA). Le STA rend ainsi compte des augmentations brutales d'amplitude en fonction du temps, alors que le LTA mesure l'amplitude moyenne du bruit de fond du signal. Ce rapport est comparé à une valeur de seuil de déclenchement (R_{min}) au delà de laquelle on considère qu'il y a une détection. Lorsqu'une détection est retenue, la recherche de la prochaine détection s'effectue après un certain laps de temps appelé "deadtime". Enfin, un filtre est appliqué sur les hautes fréquences pour limiter les fausses détections liées au bruit ambiant. La station URBA (fig. 6.2) étant très bruitée, nous avons décidé de ne pas la prendre en compte pour la recherche automatique de détections, qui se fait donc sur 9 stations.

Les détections obtenues automatiquement ont été comparées avec le bulletin sismique hebdomadaire du LDG (Laboratoire de Détection et de Géophysique du CEA/DAM/DASE, 2010) pour assurer la détection des événements majeurs de la zone. Nous avons également veillé à limiter le nombre de fausses détections. Les paramètres que nous avons ainsi retenus pour la recherche de détections automatiques avec le programme *ms-picker* (Nippres et al., 2010) sont :

- des fenêtres temporelles de 0,5 s et 20 s pour le STA et le LTA respectivement
- un seuil de détection R_{min} de 7
- un "deadtime" de 20 s (identique au LTA)
- un filtre passe bande entre 1 - 18 Hz

Afin de limiter les détections liées au bruit et donc isolées sur une seule station, nous appliquons des paramètres de corrélation. Un poids de 1 est appliqué à chaque composante de chaque station, et une détection n'est conservée (i.e. considérée comme un séisme potentiel) uniquement si elle est observée sur les enregistrements de 5 stations et sur toutes les composantes du sismomètre (Z, N, E), dans un délai de 15 secondes à partir du temps de la détection sur la première station. Dans le réseau MACHE, la distance maximale entre 2 stations étant d'environ 70 km, si on considère que les ondes sismiques se déplacent à une vitesse d'environ 6 km/s dans la croûte, on peut estimer que le temps maximum de trajet entre deux stations pour notre réseau est d'environ 12 secondes, que nous avons arrondi à 15 secondes pour plus de sécurité.

Le nombre de détections totales extraites par mois est reporté (en noir) sur la figure 6.4). Enfin, pour chaque détection remplissant les conditions de nombre de stations et composantes, nous avons extrait la forme d'onde sur une durée de 180 secondes (20 secondes avant la première détection et 160 secondes après).

La base de données de la totalité des détections est ensuite créée en utilisant le logiciel SEISAN (version 10.3 Havskov and Ottemöller, 1999) au fur et à mesure des récupérations de données (tous les 3 mois environ). La visualisation des formes d'ondes de chaque détection permet de discerner les séismes locaux (fig. 6.4 en rose), situés dans la zone d'intérêt (voir définition dans la partie suivante), des séismes régionaux et lointains (en violet), situés hors de notre zone d'intérêt et par exemple au Nord du Massif Armoricaire, dans les Alpes ou les Pyrénées, ainsi que des tirs de carrière ou de la Marine dans l'Océan Atlantique (en orange). Enfin, le nombre important de fausses détections (en gris) est lié au bruit ambiant.

Sur un total de 1 332 détections examinées pour la période du 25 janvier 2016 au 31 octobre

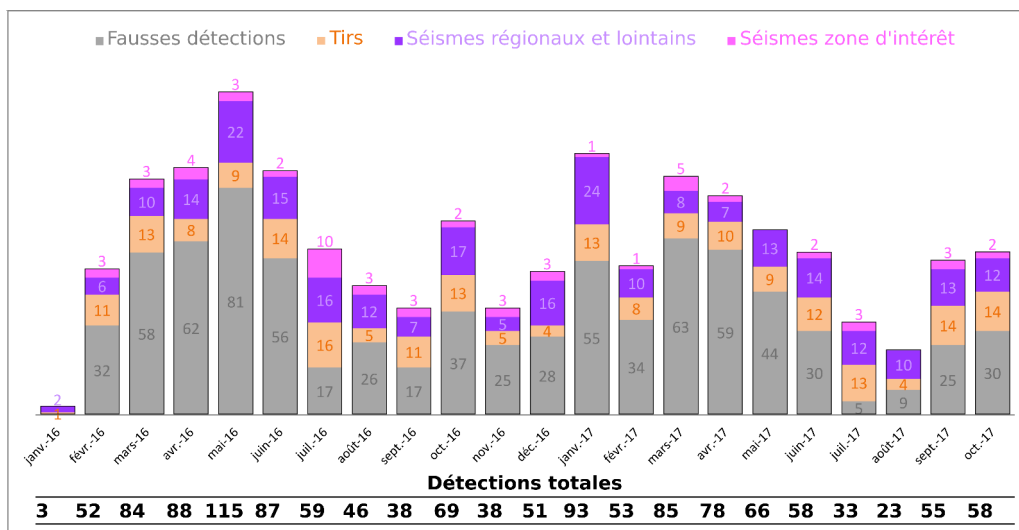


FIGURE 6.4 – Répartition des détections sur les enregistrements des stations du réseau MACHE entre le 25 janvier 2016 et le 31 octobre 2017 pour chaque mois : nombre total de détections (noir) comprenant des fausses détections (gris), tirs (orange), séismes régionaux et lointains (violet) et séismes localisés dans la zone d'intérêt (rose).

2017 : 58 évènements locaux ont été identifiés dans notre zone d'intérêt (catalogue de sismicité en annexe D.4), ainsi que 265 séismes régionaux et lointains, 216 tirs et 793 fausses détections.

6.3.2 Lecture des temps d'arrivées

Après identification d'un séisme lors de la visualisation des formes d'ondes, nous avons pointé les temps d'arrivées des ondes P et S et leurs polarités lorsque la qualité du signal le permettait, en affectant un poids 2 fois inférieur aux temps d'arrivée des ondes S qu'à ceux des ondes P. Des filtres de fréquence ont parfois été utilisés lors de la visualisation. Les phases des ondes P et S, directes ou crustales (P_g ou S_g) et indirectes ou ayant traversé le Moho (P_n ou S_n), sont déterminées automatiquement par SEISAN. Dans notre cas, au vu de la taille réduite du réseau, seules des ondes directes sont pointées et ont été utilisées pour les localisations.

Le réseau MACHE étant très localisé, et la sismicité assez faible, nous avons défini une zone d'intérêt correspondant à une zone élargie autour du réseau MACHE, comprise entre les latitudes 46.8 et 47.3 et les longitudes -2.6 et -1.4. Ainsi, 58 évènements ont été localisés dans cette zone d'intérêt (fig. 6.6), dont 10 évènements strictement internes au réseau MACHE, sur une période de 22 mois. Les séismes sont donc essentiellement localisés en dehors de notre réseau. Les évènements localisés par les réseaux VENDE et LRYON dans notre zone d'intérêt (fig. 6.6) sont au nombre de 50 et 26, pour des périodes de 18 mois et 33 mois respectivement. Cependant pour le réseau VENDE, l'essai de Challans constitue la majorité des 50 évènements cités.

6.3.3 Localisation des évènements

Programme et modèle de vitesse

Pour localiser les séismes à partir des temps d'arrivées pointés, nous avons utilisé le programme HYPOCENTER (Lienert et al., 1986). Le modèle de vitesse utilisé est un modèle tabulaire à 4 couches d'épaisseurs variables, et le rapport V_p/V_s est supposé constant pour toutes les couches

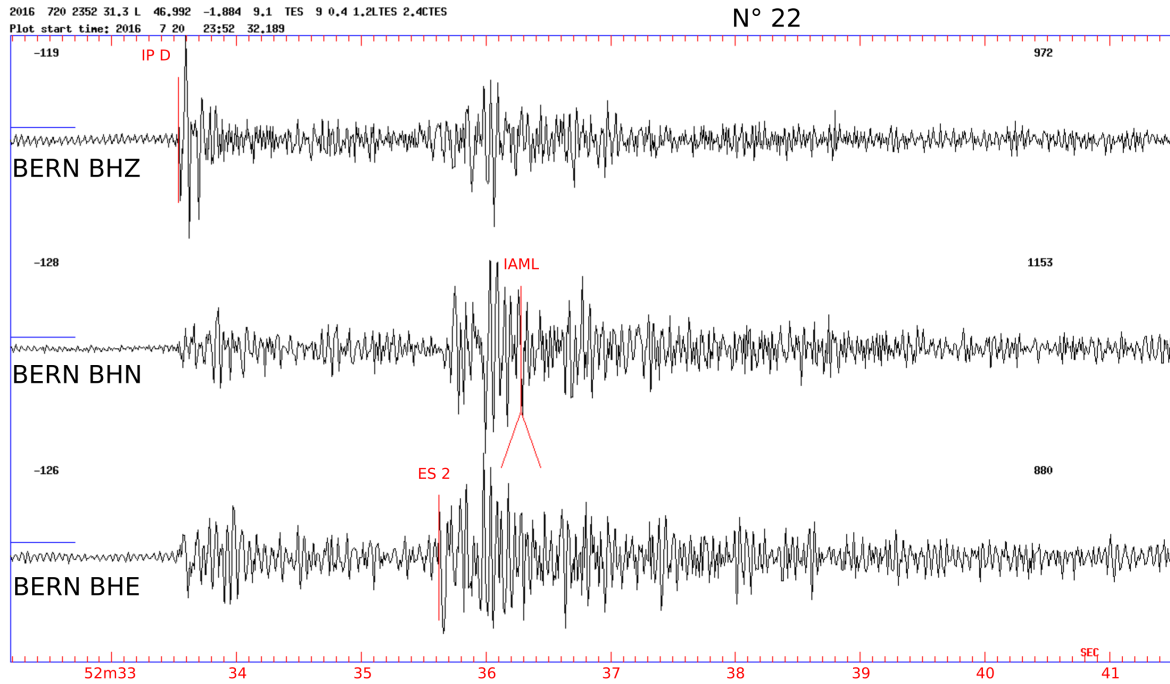


FIGURE 6.5 – Exemple d'un sismogramme correspondant à l'évènement N°22 (annexe D.4), situé à l'intérieur du réseau MACHE, à 6 km de la stations BERN, à 9,0 km de profondeur, d'une magnitude locale 1,2 et RMS 0,39 pour la localisation de l'évènement. En rouge sont représentés mes pointés : le type d'onde P et S, I (impulsive) ou E (émergente), IAML pour le pointé de l'amplitude après simulation d'un sismogramme de Wood-Anderson pour calculer la M_L . Les signaux de cet évènement pour l'ensemble des stations sont en annexe D.5.

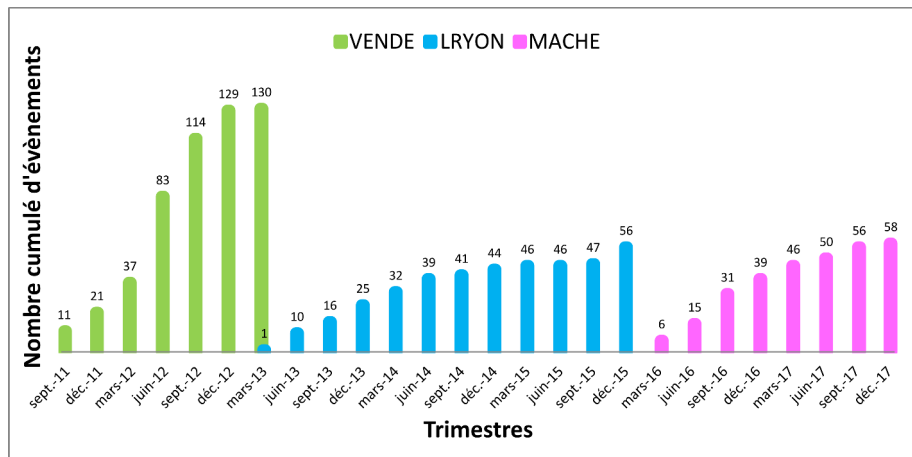


FIGURE 6.6 – Nombre d'évènements cumulés par trimestre et par réseau dans la zone d'intérêt étendue de notre étude.

et d'une valeur de 1,72 (Tab. 6.1 et annexe D.1). Le Moho est fixé à 30 km, en cohérence avec la carte du Moho à l'échelle de l'Europe de Grad et al. (2009).

Vp (km/s)	Profondeur du toit de la couche (km)
5,9	0
6,5	14
8,0	30
8,5	300

Vp/Vs = 1,72

TABLEAU 6.1 – Modèle de vitesse utilisé pour la localisation des évènements

Résidus

Les résidus traduisent les différences de temps entre le pointé manuel que nous avons effectué et le pointé prédit lié au modèle (fig. 6.1). Un résidu positif traduit un modèle trop rapide et par opposition, un résidu négatif un modèle trop lent.

$$résidu = t_{obs} - t_{cal} \quad (6.1)$$

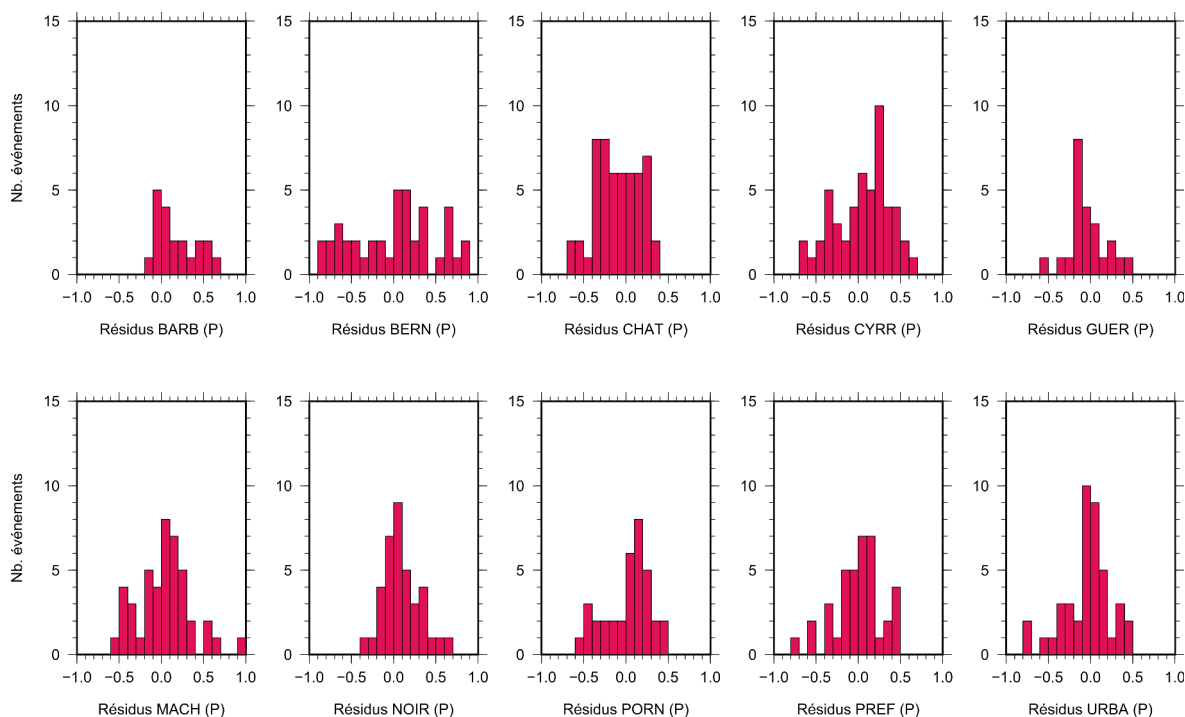


FIGURE 6.7 – Distribution des résidus (en secondes) pour les ondes P à chaque station du réseau MACHE (fig. 6.2).

Nous avons donc étudié la distribution des résidus par type d'onde sur chaque station (figs. 6.7 et 6.8). La distribution idéale attendue, de type gaussienne et centrée autour de 0, est globalement retrouvée pour la majorité des stations, pour les ondes P et S. Cependant, les résidus restent globalement assez élevés, compris entre (-0,9 et 0,9 seconde). Les résidus des stations BARB et GUER sont peu nombreux à cause de la difficulté de pointer des arrivées des ondes P et S, ceci étant lié

respectivement au bruit ambiant et à l'éloignement de la station. La répartition de ces résidus ne peut donc pas être significative.

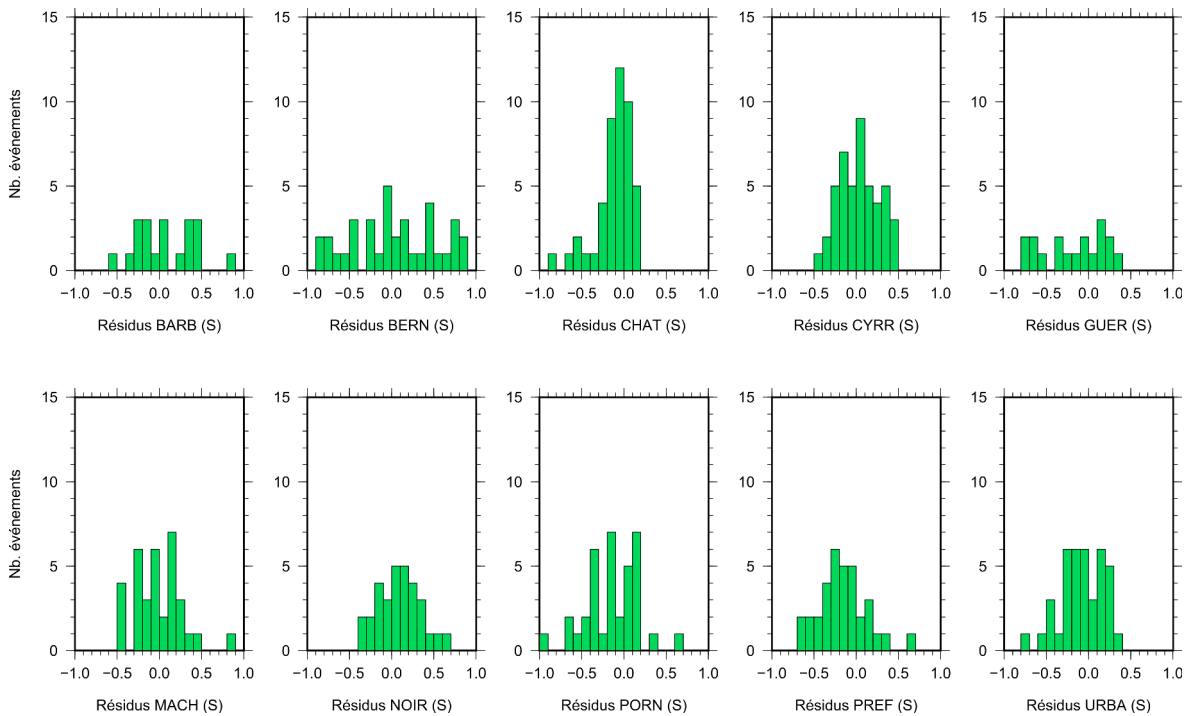


FIGURE 6.8 – Distribution des résidus (en secondes) pour les ondes S à chaque station du réseau MACHE (fig. 6.2).

Après un premier examen des résidus, une vérification des fichiers auxiliaires créés par les stations d'acquisition a été effectuée afin d'éliminer la possibilité d'un potentiel décalage temporel des enregistrements lié à un défaut de fonctionnement du GPS.

Nous avons ensuite tenté d'appliquer une correction temporelle sur les stations présentant les résidus en temps les plus importants, ou avec une mauvaise répartition des résidus (distribution non centrée sur 0). Aucune amélioration significative des résidus n'a cependant pu être obtenue, en appliquant aussi bien des corrections individuelles que par couples de stations.

Erreurs

Les erreurs associées au processus de localisation sont représentées dans la figure 6.9. Le RMS (racine carrée de la moyenne des différences en temps) et l'erreur sur le temps origine des événements sont globalement bons. Les erreurs en latitude suivent une bonne distribution, grâce à l'échantillonnage régulier en latitude du fait de la géométrie du réseau. Les erreurs plus élevées en longitude s'expliquent par le fait que les événements sont essentiellement localisés en bordure est et ouest du réseau (fig. 6.9). La profondeur hypocentrale reste le paramètre le plus difficile à déterminer, le temps de trajet variant peu en fonction de la profondeur sauf si la station est très proche de l'épicentre. En effet, pour avoir une estimation fiable de la profondeur hypocentrale, la plupart des stations doivent être proches de moins de 2 fois la profondeur estimée (Havskov and Ottemöller, 1999). Ceci pourrait donc expliquer les plus faibles erreurs pour les réseaux VENDE et LRYON, dont les stations sont beaucoup plus éloignées (annexes D.3 et D.2). Cependant, si l'on tient compte du fait que la majorité des événements utilisés sont situés à l'extérieur du réseau MACHE, la distribution des erreurs en profondeur pour le réseau MACHE est correcte.

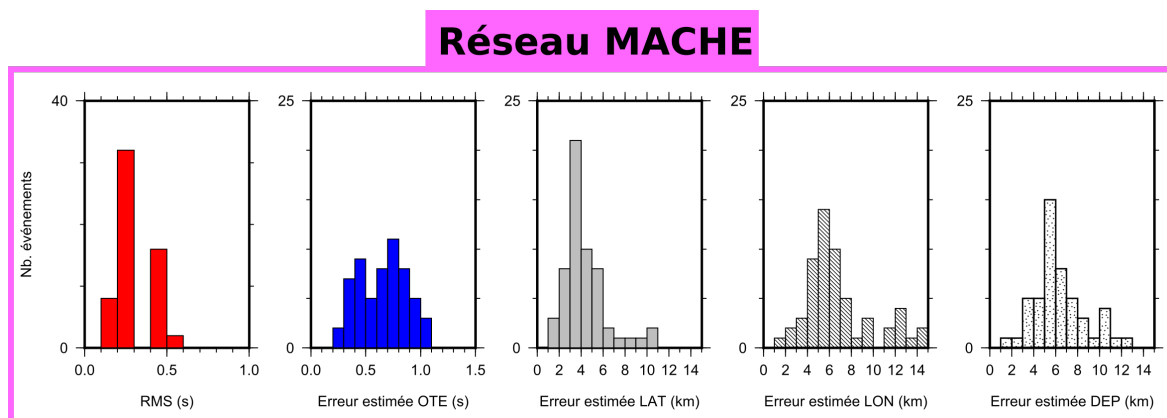


FIGURE 6.9 – RMS et erreurs estimées sur le temps origine (OTE), la latitude (LAT), la longitude (LON) et la profondeur (DEP) pour les 58 événements localisés dans la zone d'intérêt, avec le réseau MACHE. Les erreurs pour chaque événement sont en annexe D.4.

6.3.4 Magnitudes et loi de Gutenberg-Richter.

La magnitude locale (M_L) a été déterminée à partir de la formule de Hutton and Boore (1987), à partir du pointé de l'amplitude maximale du signal après avoir ramené le sismogramme en déplacement selon les caractéristiques instrumentales d'un sismogramme de Wood-Anderson. Elle est définie par l'équation :

$$M_L = a.log(A) + b.log(D) + c.D + d \quad (6.2)$$

Avec A l'amplitude maximale (nm), D la distance épacentrale (km) et les coefficients $a = 1$, $b = 1.11$, $c = 0.00189$ et $d = -2.09$ (Hutton and Boore, 1987). Les réponses instrumentales des stations ont été générées à l'aide du logiciel Portable Data Collection Center (PDCC) de IRIS (Casey and DMC, 2012), au format GSE, afin de calculer de magnitudes locales (fig. D.6).

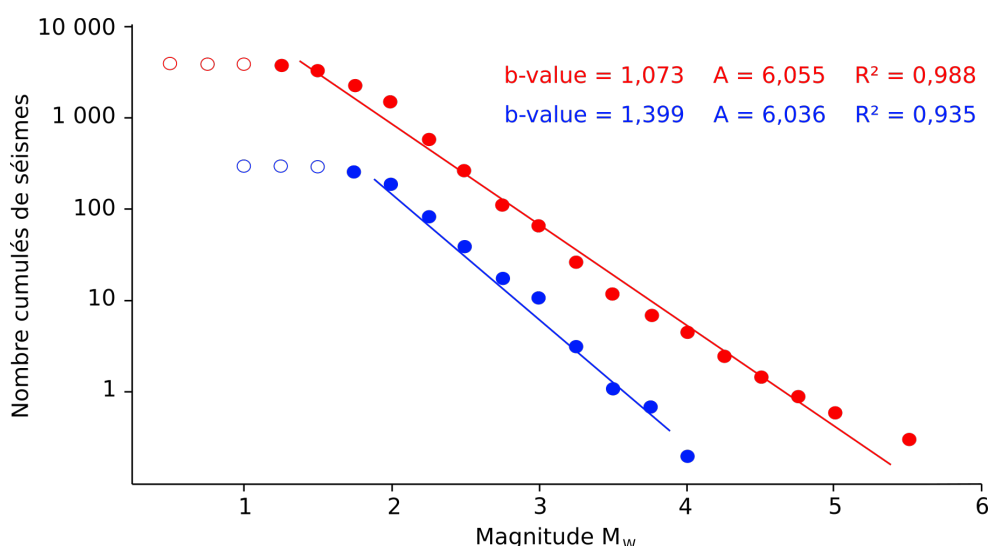


FIGURE 6.10 – Distribution du nombre cumulé d'événements en fonction de la magnitude et paramètres de la loi de Gutenberg-Richter calculée pour la France métropolitaine (en rouge) et le Massif Armoricain (en bleu), d'après Haugmard (2016). Données issues du catalogue SI-Hex (Cara et al., 2015). R est le coefficient de corrélation linéaire de Bravais-Pearson.

La magnitude de complétude, magnitude minimale pour laquelle un catalogue est dit com-

plet, c'est-à-dire représentatif de la région pour toutes les magnitudes supérieures ou égales à la magnitude de complétude, peut-être déterminée à partir de la loi de Gutenberg-Richter :

$$\log_{10}(N) = a - b * M \quad (6.3)$$

avec N le nombre cumulé de séismes dont la magnitude est supérieure à M , a et b (b -value) caractérisant le comportement sismique de la zone étudiée.

D'après Haugmard (2016), la magnitude de complétude pour la France métropolitaine est d'environ M_w [1,25 - 1,5] alors que sur le Massif Armoricain elle est de M_w [1,75 - 2] (fig. 6.10). Pour notre réseau, la magnitude de complétude est probablement voisine de M_L 1 (fig. 6.11). Nous ne disposons pas de M_w comme pour le catalogue SI-Hex mais nous pouvons néanmoins souligner que la magnitude de complétude du réseau MACHE est plus faible qu'à l'échelle du Massif Armoricain et relative à l'échelle de notre réseau.

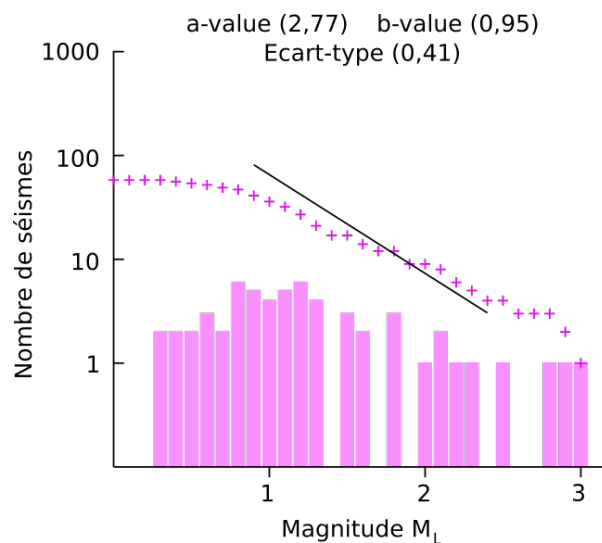


FIGURE 6.11 – Graphique représentant le nombre d'évènements (histogrammes) et le nombre d'évènements cumulés (croix) en fonction de la magnitude locale (M_L), pour le réseau MACHE. Calcul d'une b -value de 0,95 à partir de la méthode "maximum likelihood" (avec un écart-type de 0,41) (Aki, 1965).

A partir du nombre d'évènements cumulés en fonction de la magnitude locale (fig. 6.11), nous avons estimé la b -value par la loi de Gutenberg Richter (Gutenberg and Richter, 1944) en utilisant la méthode "maximum likelihood" de Aki (1965) : 37 évènements d'une magnitude locale comprise entre 0,9 et 2,4 sont ainsi utilisés pour déterminer une b -value de 0,95 avec un écart-type de 0,41. La b -value ainsi obtenue est inférieure à celles obtenues en France métropolitaine (1,073) et sur le Massif Armoricain (1,399) par Haugmard (2016) à partir des données du catalogue SI-Hex (magnitudes M_w), fig. 6.10).

6.4 Etude du rapport V_p/V_s

Nous avons réalisé une étude du rapport V_p/V_s à partir des évènements du réseau MACHE, grâce aux méthodes de Wadati et de Chatelain. Dans le cas d'un solide élastique parfait, la valeur du rapport V_p/V_s est proche de 1,73. Notre réseau étant peu étendu, nous n'avons que des ondes de phase directe et ce rapport peut être utilisé pour avoir une première impression des paramètres crustaux.

6.4.1 La méthode de Wadati

Le diagramme de Wadati (Wadati and Oki, 1933) est construit pour chaque station à partir des différences de temps d'arrivées entre l'onde P et S pour une même phase ($\tau_S - \tau_P$) en fonction des différences entre les temps d'arrivées de l'onde P et du temps origine du séisme ($\tau_P - t_0$). Il faut donc avoir pointé l'onde P et S pour chaque station pour avoir un point du diagramme. Le rapport V_p/V_s de l'évènement est ensuite déterminé par le coefficient directeur de la droite de régression passant par l'origine du graphique auquel on ajoute 1. Ainsi, théoriquement, nous pouvons disposer de 10 points maximum par évènement, si le pointé des ondes P et S est possible sur toutes les stations du réseau.

Nous avons donc utilisé cette méthode par le biais du programme WADATI de la base de données SEISAN (version 10.3 Havskov and Ottemöller, 1999) afin d'estimer un rapport V_p/V_s individuel pour chaque évènement localisé dans notre zone d'intérêt élargie autour du réseau MACHE (fig. 6.12).

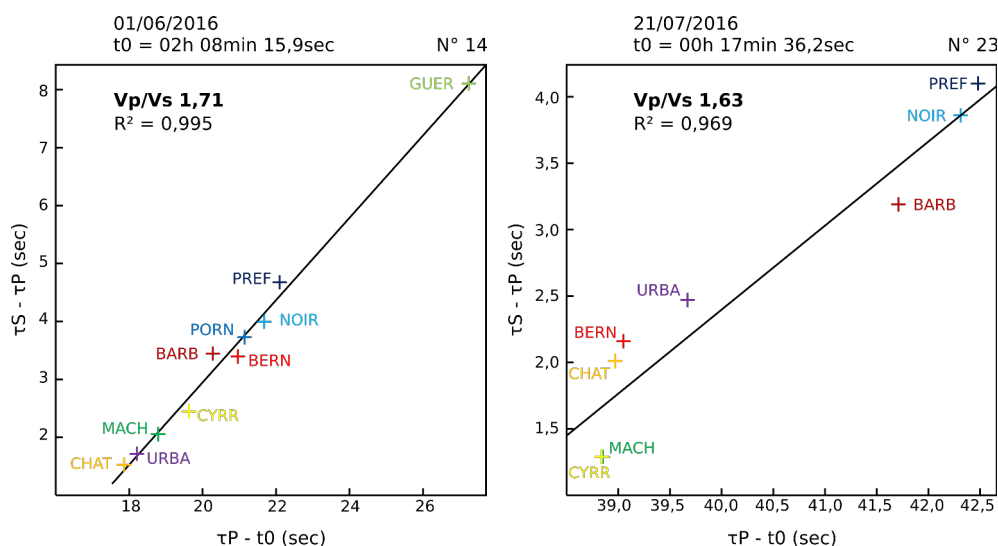


FIGURE 6.12 – Exemples de diagrammes de Wadati individuels pour les évènements N° 14 (à gauche) et de l'évènement majeur du réseau MACHE (M_L 2,8) N° 23 (à droite). Localisation des évènements en annexe D.8. A gauche, les arrivées des ondes P et S ont pu être pointées sur les 10 stations et le rapport V_p/V_s individuel ainsi déterminé est de 1,71. A droite, seules 8 stations ont été utilisées, pour un V_p/V_s individuel de 1,63. Pour le calcul du rapport V_p/V_s moyen, les RMS sont respectivement de 0,17 et 0,22 et les coefficients de corrélation avec la droite sont de 0,995 et 0,969.

Un rapport V_p/V_s moyen est ensuite calculé à partir d'une sélection d'évènements selon les paramètres restrictifs suivants :

- 6 stations minimum utilisées
- RMS maximum de 0,6
- coefficient de corrélation minimum de 0,9 de la droite moyenne
- rapports V_p/V_s individuels en dehors de l'intervalle 1,53 à 1,93 exclus

Sur les 58 évènements localisés grâce au réseau MACHE, le rapport V_p/V_s individuel a pu être calculé pour 55 évènements et seuls 17 évènements sont retenus d'après les paramètres restrictifs précédemment énoncés (Annexe D.8) pour calculer un rapport V_p/V_s moyen de $1,64 \pm 0,06$ (Annexe D.7). Cette méthode est fréquemment utilisée (e.g. Assumpção et al., 2011; Ryan et al., 2016;

Haugmard, 2016), mais dépend pourtant du temps origine du séisme, et peut donc comprendre un biais structural lié au modèle de vitesse utilisé pour la localisation des évènements.

6.4.2 La méthode de Chatelain

Le diagramme de Chatelain (Chatelain, 1978) est quant à lui construit à partir de la différence de temps d'arrivée des ondes S ($\Delta\tau_S$) en fonction des ondes P ($\Delta\tau_P$) pour chaque couple de stations (e.g. Matrullo et al., 2013; Haugmard, 2016). Le rapport V_p/V_s correspond également à la somme $a + 1$ précédemment définie. L'avantage de cette méthode est qu'elle permet dans des cas particuliers comme le nôtre (réseau de 10 stations enregistrant des évènements de faible magnitude sur un nombre limité de stations) d'avoir plus de points que pour la méthode de Wadati, et d'être ainsi utilisée sur un plus grand nombre d'évènements. Aussi, l'utilisation des temps d'arrivées des ondes P et S uniquement, sans le temps origine des évènements, permet de ne considérer qu'un biais lié aux pointés et non un biais lié à la localisation.

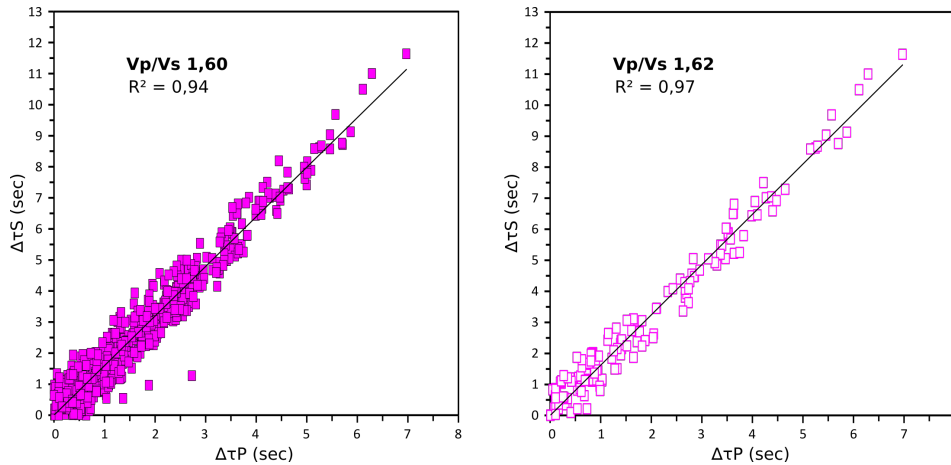


FIGURE 6.13 – Diagrammes de Chatelain pour la totalité des évènements (à gauche), et pour les 17 évènements sélectionnés pour le rapport V_p/V_s moyen de la méthode de Wadati (à droite) (Annexes D.8 et D.7). Les rapports V_p/V_s ainsi déterminés sont respectivement de 1,60 et 1,62.

Nous avons donc appliqué la méthode de Chatelain pour tous les évènements, ainsi que pour les 17 évènements utilisés pour le rapport V_p/V_s moyen de la méthode de Wadati (fig. 6.13). On obtient respectivement des rapports V_p/V_s de 1,60 et 1,62.

La méthode de Chatelain a également pu être utilisée uniquement sur les 10 évènements strictement internes au réseau MACHE (Annexe D.8), et permet d'obtenir un rapport V_p/V_s de 1,61 pour la région interne au réseau, soit le Marais Breton et la Baie de Bourgneuf (fig. 6.14).

Le rapport V_p/V_s que nous avons utilisé pour la localisation des évènements est de 1,72. Les rapports V_p/V_s proposés pour les méthodes de Wadati ($1,64 \pm 0,06$) et de Châtelain (1,60 et 1,62) sont donc nettement plus faibles. La différence de valeur du rapport V_p/V_s calculé localement pour le Marais breton et la Baie de Bourgneuf (fig. 6.14) et plus largement sur la zone d'intérêt précédemment définie (fig. 6.13) n'est pas significative et ne nous permet pas de conclure à des variations locales de la structure crustale. Enfin, nous avons utilisé les rapports V_p/V_s ainsi déterminés afin de localiser les séismes une nouvelle fois et éventuellement noter des modifications dans les résidus et erreurs, mais aucune amélioration significative n'a été observée.

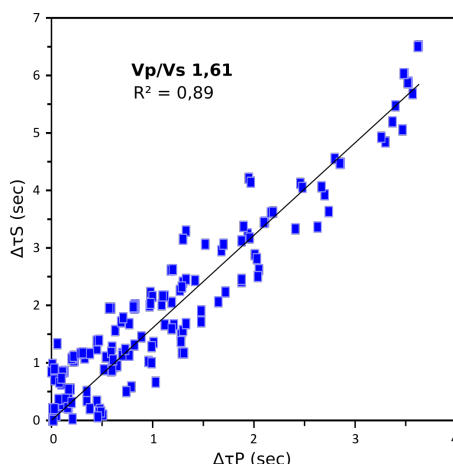


FIGURE 6.14 – Diagramme de Chatelain pour les évènements internes au réseau MACHE (10 évènements) (Annexe D.8). Le rapport V_p/V_s ainsi déterminé est de 1,61.

6.5 Caractérisation de la source sismique

6.5.1 Notions

Moment sismique et double couple

La source sismique est située en profondeur et correspond à un évènement ponctuel, le séisme, et n'est donc pas directement observable. Elle peut cependant être décrite par le concept de tenseur du moment, basé sur le moment sismique qui décrit la distribution dans l'espace de l'énergie libérée, par exemple lors d'un séisme. En sismologie, l'hypothèse est faite que l'énergie des séismes observés est liée à un glissement le long d'un plan de faille. Par conséquent, nous allons nous intéresser à la composante double-couple, autrement dit, au mécanisme au foyer. Le modèle double couple permet de calculer le moment des deux couples de forces à la source, liés aux deux plans nodaux, tout en permettant de respecter les conditions d'équilibre du milieu : la somme des forces est nulle, et la somme des moments est nulle.

Le tenseur des moments sismiques M_{ij} peut s'exprimer en fonction de ces paramètres, dans un repère cartésien centré sur le foyer sismique. Dans le cas d'une source sismique représentée par un modèle double couple, il est défini par la relation :

$$M_{ij} = M_0(u_i \cdot v_j + u_j \cdot v_i) \quad (6.4)$$

où M_0 est le moment sismique, u le vecteur de glissement sur la faille et v le vecteur normal à la faille. Ces deux vecteurs correspondent aux directions des axes principaux T et P, associés respectivement aux valeurs propres M_0 et $-M_0$. Si le glissement est dans le plan de faille, les deux vecteurs sont orthogonaux.

Dans ce même repère et d'après Aki and Richards (2002), la géométrie du plan de faille (fig. 6.15) est décrite par 3 angles :

- ϕ l'azimut de la faille (« strike » en anglais) est mesuré dans le sens des aiguilles d'une montre entre le Nord et l'intersection du plan de faille avec le plan horizontal.
- δ le pendage de la faille (« dip » en anglais) est mesuré dans le plan vertical entre le plan de faille et le plan horizontal.

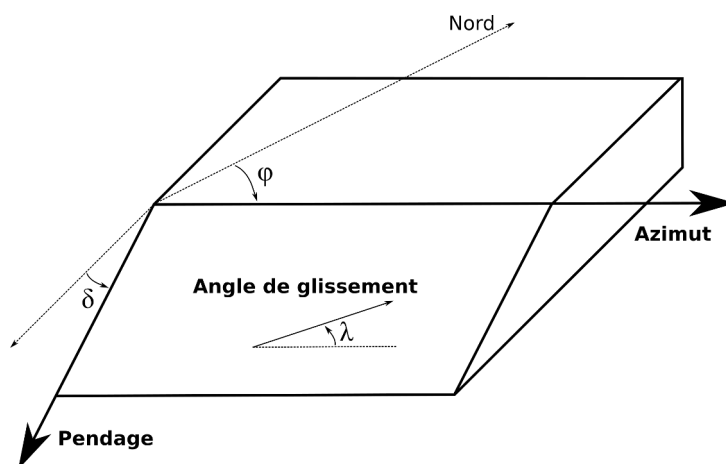


FIGURE 6.15 – Géométrie du plan de faille, modifiée d'après Aki and Richards (2002).

- λ l'angle de glissement sur la faille (« rake » en anglais) est mesuré dans le plan de faille, entre l'horizontale et la direction du glissement.

Les mécanismes au foyer

Les mécanismes au foyer sont basés sur l'hypothèse que lors d'un séisme, l'énergie est libérée en un point en profondeur (le foyer). Ils permettent de définir les caractéristiques géométriques de la faille et la nature du mouvement. Ils peuvent s'obtenir par inversion du tenseur des moments sismiques ou à partir du diagramme de rayonnement des ondes P dans l'hypothèse d'un modèle double couple. Nous avons utilisé cette deuxième méthode pour cette étude (fig. 6.16).

Dans ce cas, on utilise les polarités des premières arrivées des ondes P (en compression ou en dilatation) aux différentes stations enregistrant le séisme. Si l'onde P arrive en compression, le premier mouvement a lieu du foyer vers la station, et inversement dans le cas d'une dilatation (fig. 6.16.b). Lors du pointé de l'onde P, on différencie les arrivées dites impulsives (I) lorsque l'amplitude est nette et marquée, des arrivées émergentes (E) qui se discernent plus difficilement dans le signal. Le pointé en compression ou en dilatation de l'arrivée de l'onde en sera respectivement plus ou moins aisé (fig. 6.16.a). La répartition de ces zones de compression (généralement représentées en noir ou avec le signe +) et dilatation (généralement représentées en blanc ou avec le signe -) se fait selon 2 couples de quadrants opposés (fig. 6.16.c).

Les informations nécessaires à l'établissement d'un mécanisme au foyer sont donc (1) la polarité de l'onde P à la station, (2) la distance et l'azimut de l'épicentre à la station, et (3) l'angle d'incidence du rai à la station. La qualité de l'enregistrement sismologique, liée aussi bien à la magnitude de l'évènement qu'au bruit ambiant sur la station, est donc importante afin de pouvoir déterminer la polarité de l'onde P, dont la lecture est primordiale.

Les séismes ayant lieu en profondeur, on travaille sur une sphère centrée sur le foyer (fig. 6.16.a). Pour cela, on place les intersections des rais avec la sphère focale par projection stéréographique sur un plan équatorial, en reportant l'information de compression ou dilatation observée à la station. Chaque point correspond à une station et est défini par la distance épacentrale et l'azimut de la station. Les domaines en compression et en dilatation sont ensuite séparés par des lignes correspondant à la projection des plans nodaux du séisme. On peut ensuite définir les axes principaux des déformations maximum en pression (P) et tension (T), situés à 45° de chacun des

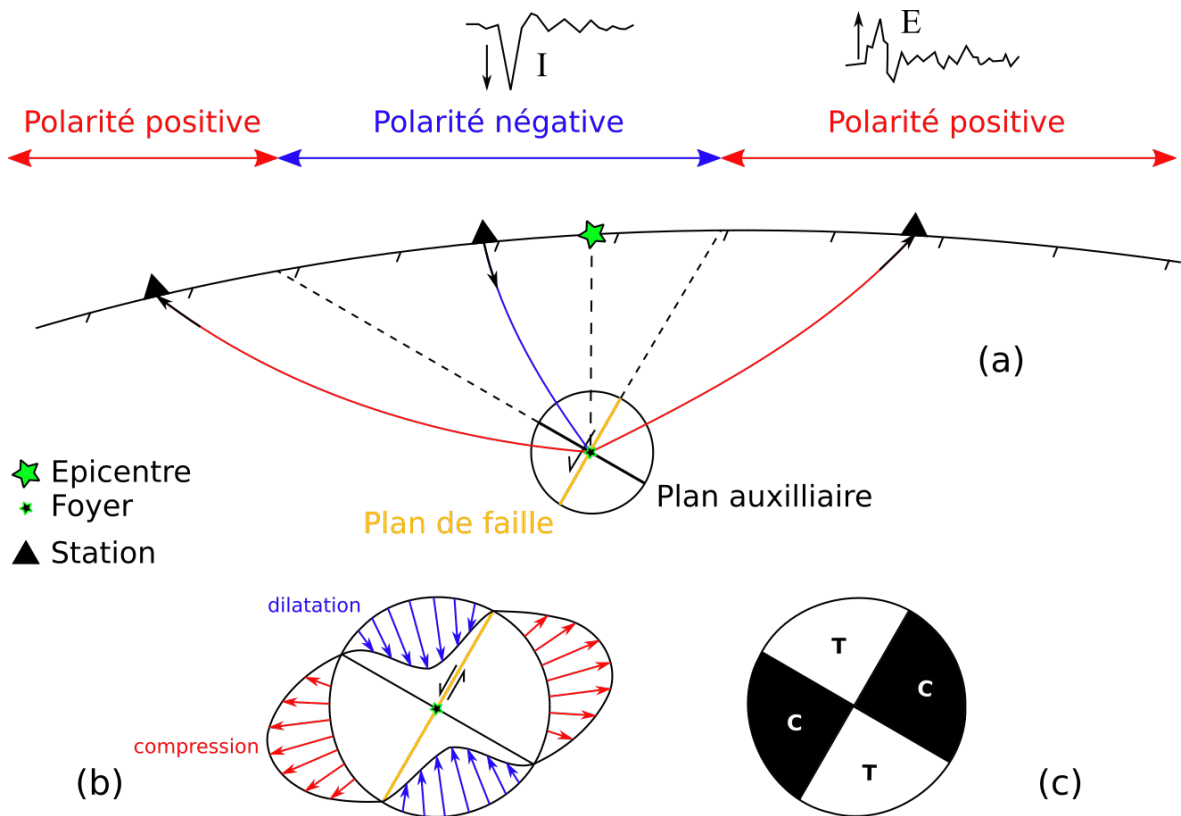


FIGURE 6.16 – Schéma 2D du foyer sismique et de la sphère focale (vue en coupe) correspondant à un mécanisme extensif (a et c). Les polarités des ondes P (négative ou positive), peuvent être reliées au diagramme schématisé de la direction du mouvement initial des particules autour du foyer (b), ainsi qu'aux zones équivalentes en compression (C) et tension (T). Notons les différents types d'arrivées des ondes P (émergente E ou impulsive I).

plans et qui traversent respectivement les quadrants en dilatation et en compression. En faisant une hypothèse mécanique simple, on peut associer ces axes des déformations P et T aux axes des contraintes principales, maximum (σ_1) et minimum (σ_3).

Le tenseur des contraintes

Il est possible de déterminer le tenseur des contraintes local par inversion des mécanismes au foyer. Les programmes d'inversion des solutions focales sont inspirés des programmes d'inversion des stries de glissement et plans de failles (Carey, 1976; Angelier, 1979; Michael, 1984), et ont pour but de retrouver l'état de contrainte qui minimise l'écart entre la direction de la contrainte cisailante résolue, et la direction de glissement pour une population de failles donnée.

Pour cette inversion, trois hypothèses sont à prendre en compte :

- le champ de contraintes est considéré homogène pour la région et la période de temps considérée.
- les séismes ont lieu sur des failles pré-existantes, d'orientations différentes.
- le glissement sur le plan de faille est parallèle et dans le même sens que la contrainte tangentielle résolue sur ce même plan (hypothèse de Wallace-Bott d'après Wallace (1951) et Bott (1959)).

Le tenseur des contraintes est composé des contraintes principales maximale, intermédiaire et minimale, respectivement σ_1 , σ_2 et σ_3 , avec $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$. Lors de l'inversion, les données d'origines sont d'ordre géométrique (stries ou plans de failles). Elles permettent d'accéder au tenseur des contraintes grâce à trois angles définissant la direction des contraintes principales, et à la magnitude relative des contraintes principales grâce au rapport R ("shape ratio", compris entre 0 et 1, Delvaux et al., 1997; Delvaux and Sperner, 2003) :

$$R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3) \quad (6.5)$$

Lors de l'utilisation des solutions focales, il reste une dernière incertitude liée à l'application de l'hypothèse de Wallace-Bott (d'après Wallace (1951) et Bott (1959)), sur le choix du plan nodal considéré comme étant la faille sur laquelle ayant eu lieu la rupture. Généralement, ce sont les contraintes d'ordre géologique et structural qui permettent de préférer un plan nodal à un autre. Cependant, l'interversion du plan de faille et du plan auxiliaire peut avoir un fort impact sur l'inversion des contraintes et surtout sur le calcul du rapport R, ce qui a motivé Lund and Slunga (1999) à proposer un critère d'instabilité de faille afin d'identifier lors de l'inversion, le plan nodal correspondant au plan de faille. Différentes approches ont donc été développées avec un choix aléatoire (e.g. Etchecopar, 1984) ou forcé (e.g. Vavryčuk, 2014) entre les deux plans nodaux au cours de l'inversion.

6.5.2 Détermination des mécanismes au foyer

Critères de sélection

Nous avons choisi de calculer uniquement les solutions focales des événements situés à l'intérieur du réseau, en raison des fortes incertitudes liées au gap azimutal pour les événements situés à l'extérieur du réseau. Nous avons donc sélectionné parmi les 10 événements internes, 8 possédant au moins 6 polarités, avec un maximum de 8 polarités. Pour les deux événements restants,

le signal sismologique ne permettait pas d'avoir assez de polarités (N°8 aucune polarité, et N°37 seulement 5 polarités ont pu être clairement identifiées).

Méthodologie

Nous avons utilisé les logiciels FOCMEC (Snoko et al., 1984) et FPFIT (Reasenbergh and Oppenheimer, 1985) pour avoir deux approches de calcul des solutions focales.

Dans un premier temps, nous avons utilisé FOCMEC en ne permettant aucune erreur sur les polarités que nous avons pointées et vérifiées, mais en faisant varier l'intervalle angulaire dans la grille de recherche des solutions, afin d'arriver à un nombre maximum de solutions inférieur à 125 (qui correspond à la limite du programme). FOCMEC calcule ainsi toutes les solutions double-couple possibles pour un évènement.

Dans un second temps, nous avons utilisé FPFIT, afin de chercher la solution double-couple présentant la meilleure adéquation avec les polarités observées, tout en minimisant la somme pondérée et normalisée des écarts des polarités au modèle (RMS) et en introduisant deux facteurs de pondération correspondant à l'estimation de la variance des données et à la valeur absolue théorique de l'amplitude de l'onde P (Aki and Richards, 1980). Un poids est également attribué selon la localisation des observations : faible proche des plans nodaux, fort près des lobes de radiation. Pour chaque solution de FPFIT, des incertitudes sur la direction, le pendage et le vecteur de glissement sont indiquées. Plusieurs solutions alternatives peuvent être proposées par FPFIT, correspondant à une faible variation dans l'écart aux données ("misfit") par rapport à la solution préférée. Nous avons cependant étudié l'ensemble des solutions proposées, certaines solutions alternatives pouvant être préférées en considérant par exemple le contexte tectonique ou des erreurs ou incertitudes sur les données. Nous avons ensuite sélectionné une solution par évènement et classé ces solutions selon leur qualité en fonction des incertitudes fournies par FPFIT (fig. 6.17).

Classe	Solution FPFIT	Nombre d'évènements
	Δ strike, Δ dip, Δ rake	
A	$\leq 6^\circ$	2
B	$6^\circ < x \leq 20^\circ$	3
C	$20^\circ < x \leq 30^\circ$	3

FIGURE 6.17 – Classes de qualité appliquées aux mécanismes au foyer et critères associés.

Mécanismes au foyer obtenus, qualité et incertitudes

L'éventail de solutions proposées pour chacun des évènements par FOCMEC ne permettant pas de faire ressortir une solution ou d'établir une classification par familles, ce programme nous permet essentiellement d'avoir accès à la répartition générale des axes P et T. Nous avons donc retenu pour chaque évènement des solutions issues du programme FPFIT, après étude de leur compatibilité avec la répartition des axes P et T fournis par FOCMEC et la prise en compte du contexte sismotectonique de la zone. Le rapport de distribution des stations (STDR), compris entre 0 et 1, est sensible à la distribution des polarités sur la sphère focale relativement au diagramme de radiation, et a également été pris en compte : si $STDR < 0,5$ le mécanisme au foyer est estimé peu fiable et il convient de le considérer avec précautions.

FPFIT propose entre 2 et 3 solutions par évènement, avec des valeurs de STDR comprises entre 0,39 et 0,80. Les solutions focales présentant un STDR < 0,5 sont d'office rejetées, car considérées peu fiables, surtout si une autre solution avec un STDR plus élevé peut convenir. Une exception a été faite pour l'évènement N°46 avec un STDR de 0,48 car l'unique solution alternative proposée représentait un double couple composé d'un plan strictement vertical et d'un plan strictement horizontal, non réalistes (fig. 6.18). Les mécanismes calculés avec FPFIT sont donc de qualité très variable, avec une erreur généralement plus forte sur le pendage que sur la direction (fig. 6.19).

Les solutions focales proposées par FOCMEC pour chaque évènement sont nombreuses (entre 89 et 124 solutions, pour un maximum de solutions calculées de 125) pour un intervalle angulaire de recherche compris entre 11° et 13°. Ainsi, les solutions présentent une forte dispersion, et il est assez délicat de proposer une ou plusieurs familles (fig. 6.19).

N°	Date					Localisation			ML	GAP (°)	n pol	Solution FPFIT retenue									
	An	Mois	Jour	hh:mm	sec	Lat (°)	Lon (°)	Prof (km)				Strike	Dip	Rake	STDR	Δstrike	Δdip	Δrake	Qual	Mul	
22	2016	7	20	23:52	31.3	46.992	-1.884	9.1	1.2	113	7	150	18	-62	0.65	5	20	12	B	2*	
23	2016	7	21	00:17	36.7	46.998	-1.864	10.3	2.8	145	8	140	18	-62	0.72	10	30	27	C	2*	
24	2016	7	21	00:23	4.1	46.998	-1.873	9.3	1.8	134	8	140	18	-62	0.73	10	30	27	C	3*	
27	2016	8	18	05:13	23.0	46.993	-2.198	10	1.1	122	7	0	10	-122	0.8	7	10	18	B	3*	
29	2016	9	8	04:32	16.7	46.975	-1.921	19.5	1.1	102	6	150	18	-62	0.73	10	30	30	C	2*	
46	2017	3	27	02:12	49.6	47.009	-1.880	11.7	1.8	146	7	120	70	153	0.48	5	6	5	A	2*	
49	2017	6	10	16:22	43.6	47.026	-1.993	7.4	1.1	136	6	95	68	-180	0.7	10	20	10	B	3*	
53	2017	7	10	12:04	54.0	47.043	-1.948	21.6	1.6	157	7	160	75	18	0.6	0	3	1	A	3*	

FIGURE 6.18 – Liste des solutions focales retenues, à partir du programme FPFIT, pour les 8 évènements situés à l'intérieur du réseau et permettant d'identifier plus de 6 polarités des ondes P. Mul indique le nombre total de solutions proposées par FPFIT. Les classes de qualité des mécanismes sont proposées à partir de la classification de la figure 6.17.

6.5.3 Détermination du tenseur des contraintes local

Les mécanismes au foyer déterminés précédemment nous permettent d'obtenir le tenseur des contraintes local, par inversion.

Sélection des évènements et méthodologie

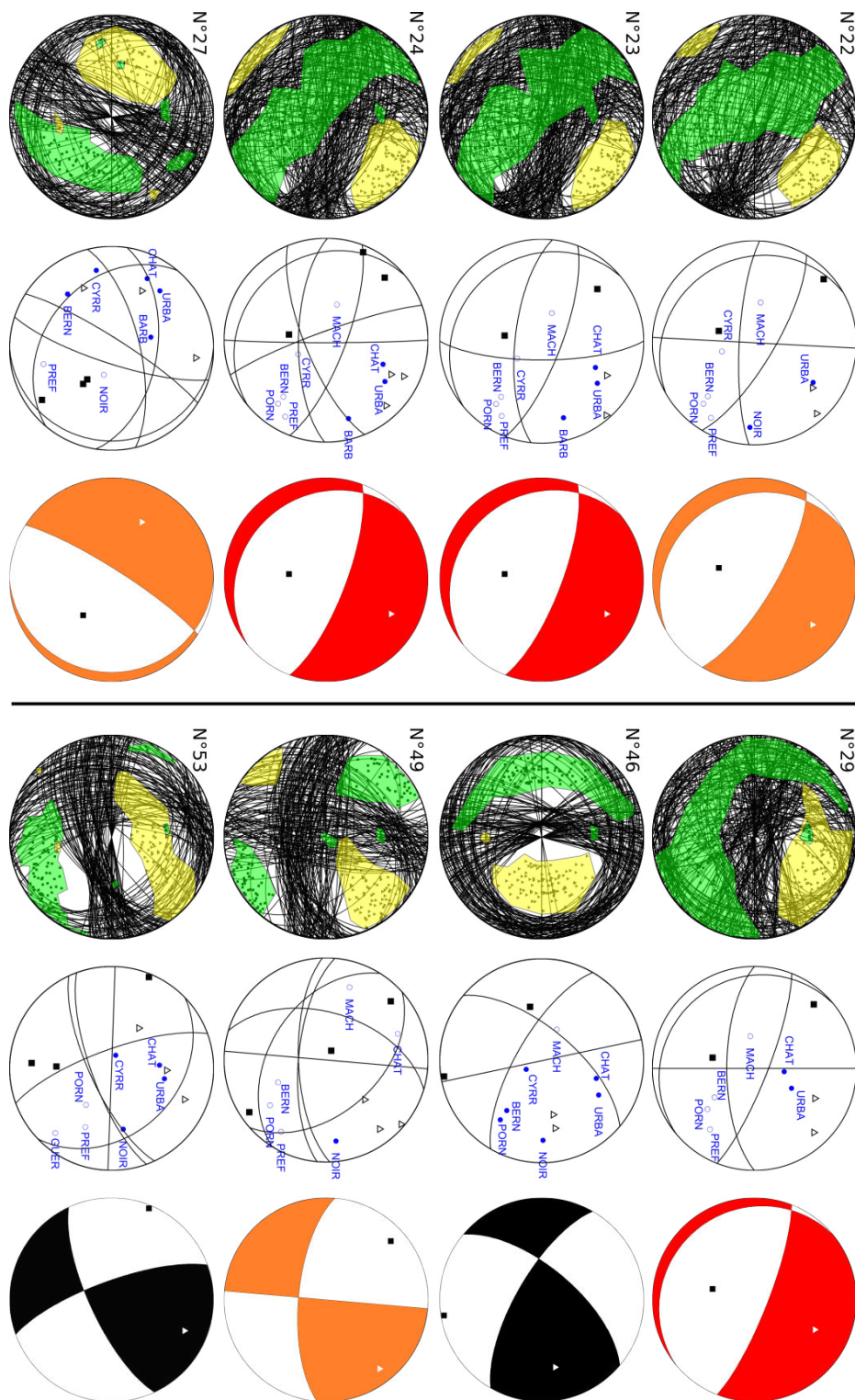
Nous avons dans un premier temps utilisé la totalité des mécanismes au foyer à notre disposition (8) pour une première inversion. Nous avons ensuite éliminé 2 mécanismes foyers étant doublement représentés (N°22-29 et N°23-24 voir fig. 6.18) et pouvant ainsi influencer la solution finale. Nous avons utilisé les méthodes de Vavryčuk (2014) et d'Etchecopar (1984) mais nous ne présenterons dans cette partie que le fonctionnement et les résultats de la méthode de Vavryčuk (2014), la méthode d'Etchecopar (1984) fournissant les mêmes résultats (voir fig. 6.20).

Méthode de Vavryčuk (2014)

La méthode de Vavryčuk (2014) est une inversion conjointe des orientations des contraintes et des failles, utilisant la méthode de Michael (1984) mais par itérations, ce qui permet d'identifier le plan de faille plus précisément grâce à un critère d'instabilité de faille (le plan nodal choisi est le plan le plus instable et donc le plus susceptible de rompre). La validité de la contrainte d'instabilité de la faille peut être vérifiée grâce à la représentation des failles sur le diagramme du cercle de Mohr : les failles identifiées sont concentrées dans l'aire de validité du critère de rupture de

CHAPITRE 6. SISMICITÉ INSTRUMENTALE DE LA VENDÉE LITTORALE :
 APPORT D'UNE EXPÉRIENCE SISMOLOGIQUE TEMPORAIRE DÉDIÉE

FIGURE 6.19 – Solutions focales obtenues (projection de Schmidt, hémisphère inférieur). Chaque évènement est identifié par son numéro (cf fig. 6.18). A gauche, l'ensemble des solutions issues de FOCMEC et la répartition des axes P (vert) et T (jaune) correspondants. Au centre, les solutions issues de FPFIT (carrés pour les axes P, triangles pour les axes T) et répartition des polarités des ondes P par stations (en bleu, cercles pleins pour une polarité en compression, cercles vides pour une polarité en dilatation). A droite, la solution FPFIT retenue, ainsi que les axes P et T correspondants. La couleur est fonction de la classe de qualité A (noir), B (orange) ou C (rouge).



Mohr-Coulomb (fig. 6.20 et annexe D.9). La première étape de l'algorithme consiste donc à choisir un plan nodal aléatoirement et d'appliquer la méthode de Michael (1984), puis les itérations suivantes sont guidées par la contrainte d'instabilité de faille. Si le choix aléatoire du plan de faille lors de la première étape se révèle bon, les itérations suivantes ont quand même lieu mais permettent d'améliorer la précision du rapport R, dont la valeur est fortement biaisée si les plans de failles choisis ne sont pas bons. Les incertitudes ne sont pas calculées par l'approche statistique de bootstrapping de Michael (1987) mais correspondent aux différences maximales entre les résultats de l'inversion avec des données bruitées ou non, ce qui permet de prendre en compte des incertitudes probables sur certains plans nodaux.

Tenseurs des contraintes obtenus, qualité et incertitudes

L'application de la méthode de Vavryčuk (2014) à l'ensemble des mécanismes au foyer (8) (fig. 6.20) ou sans prendre en compte les mécanismes identiques (6) (annexe D.9) donne des résultats très similaires. Le rapport R ("shape ratio") est faible (0,2932 et 0,3292 respectivement). La contrainte d'instabilité des failles semble être valide pour les 6 failles sélectionnées par l'algorithme. La distribution des axes P est répartie selon une direction NW-SE, et les axes T sont localisés dans le quadrant NE à l'exception d'une solution. La contrainte maximum σ_1 présente un azimut compris entre N140 et N170 avec un fort plongement, et la contrainte σ_2 un azimut compris entre N280 et N300 avec un plus faible plongement quasi jusqu'à l'horizontale. La direction de la contrainte minimum σ_3 est comprise entre N30 et N45 avec un faible plongement. Les directions des contraintes σ_1 et σ_2 sont donc réparties selon un axe globalement NW-SE, mais présentent une certaine dispersion. La direction de la contrainte minimum σ_3 semble être relativement bien contrainte.

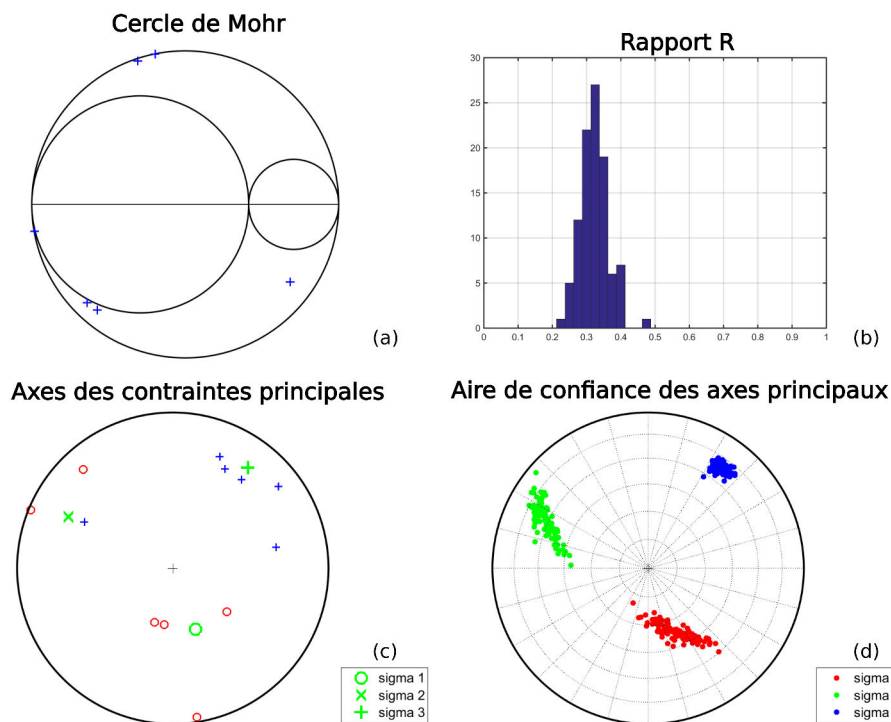


FIGURE 6.20 – Méthode de Vavryčuk (2014) appliquée à l'ensemble des mécanismes au foyer du réseau MACHE (8 au total). Représentation des failles sur le diagramme du cercle de Mohr (a) et distribution de l'ensemble des rapports R calculés (b). Répartition des contraintes principales pour chaque mécanisme au foyer (en bleu) et globales (en vert) (c). Aire de confiance des axes des contraintes principales σ_1 , σ_2 et σ_3 (d). L'application de la méthode de Vavryčuk (2014) sans prendre en compte les mécanismes au foyer identiques (6 mécanismes au foyer considérés au total) se situe en annexe D.9.

6.6 Analyse et interprétation de la sismicité en Vendée littorale

Grâce au déploiement du réseau MACHE, nous avons pu localiser 58 évènements dans le Marais Breton et la Baie de Bourgneuf, de mars 2016 à octobre 2017 (catalogue de sismicité en annexe D.4). Seuls les séismes ayant une incertitude sur la profondeur hypocentrale inférieure à ± 10 km sont représentés sur la figure 6.21, pour les trois réseaux (VENDE, LRYON et MACHE). La distribution des épïcêtres semble diffuse mais la majorité de l'activité se situe dans le Marais breton, de part et d'autre de la faille de Machecoul.

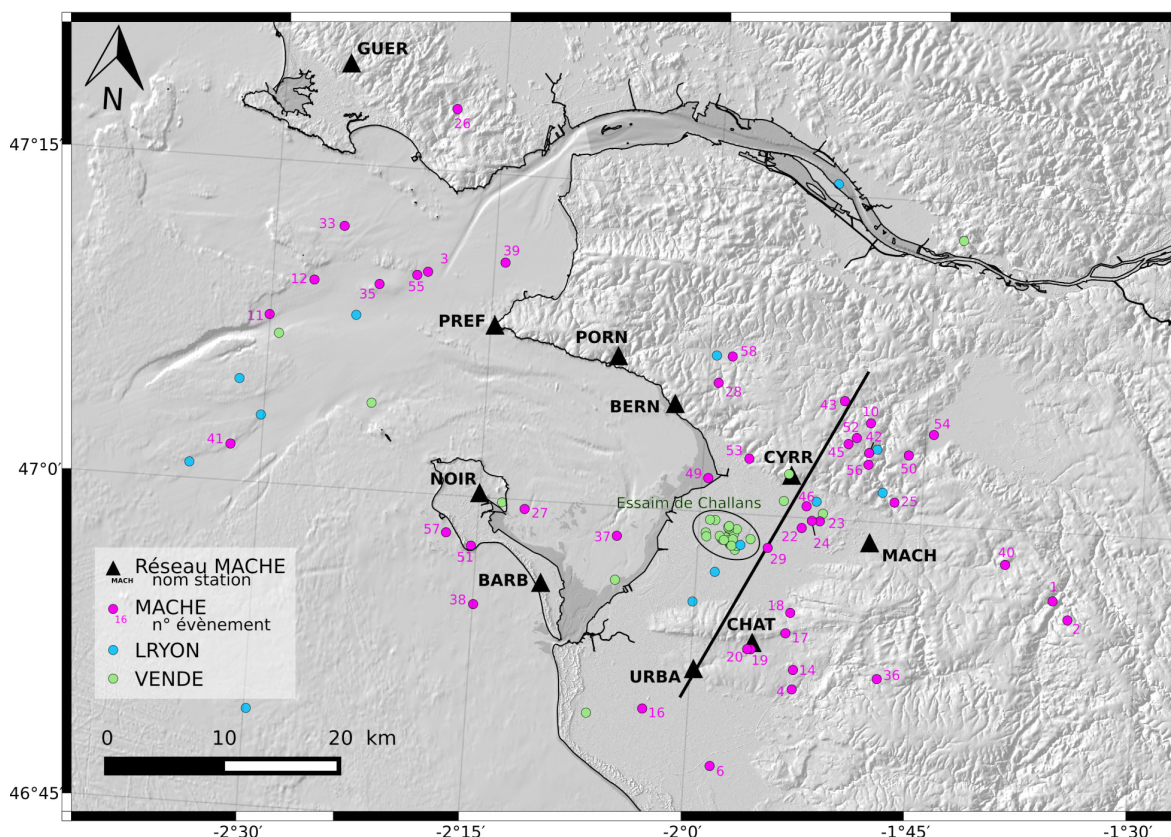


FIGURE 6.21 – Localisation de la sismicité entre juillet 2011 et octobre 2017 dans le Marais Breton et la Baie de Bourgneuf (erreur en profondeur inférieure à ± 10 km). Les couleurs représentent les 3 réseaux différents déployés. Les évènements du réseau MACHE (en rose) sont identifiés (catalogue en annexe D.4).

6.6.1 Groupements temporels de séismes

Malgré la répartition diffuse de la microsismicité dans notre zone, deux groupements temporels de séismes sont à noter. Tout d'abord l'essaim de Challans, localisé grâce au réseau VENDE qui a eu lieu en avril 2012 et localisé au coeur du Marais Breton. Une trentaine d'évènements ont eu lieu en 17 jours, à une profondeur comprise entre 20 et 25 km. Les magnitudes de coda sont comprises entre 0,5 et 2,2 et l'évènement principal a eu lieu le 28 avril 2012. Cet essaim a motivé le redéploiement du réseau VENDE dans le but d'étudier le risque sismique dans la région de la Baie de Bourgneuf et du Marais Breton. Toutefois, sa position hors du réseau VENDE ne nous permet pas de réaliser des mécanismes au foyer fiables.

Le second groupement de séismes à noter concerne 3 séismes localisés grâce au réseau MACHE entre les stations CYRR et MACH, à proximité et au sud de la trace supposée de la faille de Ma-

checoul. Ces évènements ont eu lieu en moins d'une heure entre les 20 et 21 juillet 2016, à une profondeur d'environ 10 km et ont une magnitude comprise entre 1,2 et 2,8 (évènements N°22, 23 et 24 du catalogue de sismicité du réseau MACHE en annexe D.4).

6.6.2 Les résidus et erreurs de localisation

Le réseau VENDE et l'essai de Challans

La profondeur des évènements de l'essai de Challans varie entre 18,1 et 27,2 km (fig. 6.24) et semble montrer une distribution particulière. En effet, plus les évènements sont éloignés du trait de coupe, plus la profondeur hypocentrale est faible.

L'essai de Challans est situé hors du réseau VENDE (figs. 6.1 et 6.21). La station la plus proche de l'essai est la station CHAT est largement excentrée et isolée du reste du réseau VENDE (fig. 6.1), et a été conservée pour le réseau MACHE (fig. 6.2).

Lors du processus de localisation, c'est la station la plus proche qui détermine le mieux la localisation en profondeur de l'évènement. En effet, l'hypocentre peut être placé sur un rayon défini par la distance hypocentrale (fig. 6.22 en bleu) qui est fixe puisqu'elle est contrôlée par les temps d'arrivée déterminés par les pointés. Il y a ainsi un fort degré de liberté sur la profondeur des évènements et par conséquent sur la distance épacentrale (fig. 6.22 en rouge), qui est pour l'essai de Challans quasi uniquement contrôlée par la station CHAT.

Les évènements de l'essai de Challans pourraient donc probablement avoir une profondeur moins importante, et être plus éloignés de la station CHAT c'est-à-dire situés plus au NNW (figs. 6.21 et 6.24). Nous proposons donc de rattacher l'essai de Challans en profondeur à l'évènement le plus proche localisé par notre réseau MACHE, fournissant probablement de meilleures profondeurs, soit l'évènement n°49 situé à une profondeur de $7,4 \text{ km} \pm 4,8 \text{ km}$ (fig. 6.21 et annexe D.4).

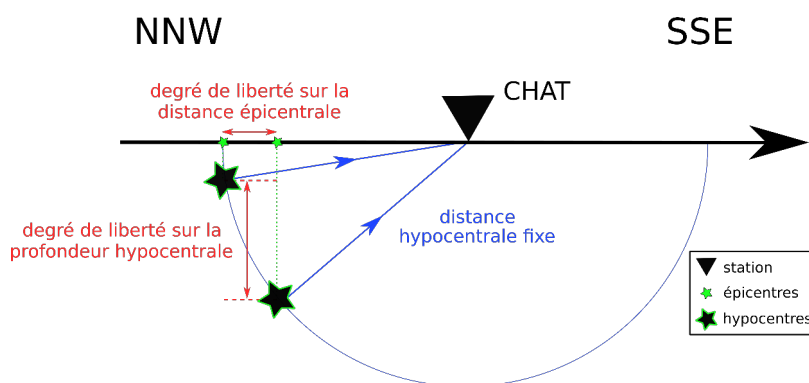


FIGURE 6.22 – Illustration de la variabilité de localisation des évènements de l'essai de Challans (fig. 6.21). En rouge : degré de liberté sur la profondeur et la distance épacentrale. En bleu : cercle de rayon égal à la distance hypocentrale à la station CHAT (triangle noir).

Le réseau MACHE

Les résidus obtenus lors de la localisation des évènements sont globalement bien répartis, mais restent élevés (figs. 6.7 et 6.8), et aucune amélioration significative n'a pu être obtenue en ajoutant une correction temporelle aux stations. Nous avons donc analysé les résidus selon la lo-

calisation des stations, de part et d'autre de la trace supposée de la faille de Machecoul, pour chercher un éventuel impact de la zone de faille. Le trajet des ondes des séismes situés dans le Marais Breton traverse la zone de faille pour atteindre les stations au nord du réseau (par exemple les stations BERN et CYRR). La zone de faille peut ainsi être considérée comme une zone aux propriétés spécifiques et différentes des roches environnantes. Elle peut être assimilée à une interface, marquant des contrastes de vitesses liés par exemple à la fracturation, la déformation et l'altération des roches, ou encore la présence de fluides (e.g. Jeppson et al., 2010; Jeppson and Tobin, 2015). Ces structures peuvent marquer une direction préférentielle de propagation de la rupture et avoir un fort impact sur la localisation des événements et les mécanismes focaux (e.g. Hardebeck et al., 2007; Lewis et al., 2007).

De plus, la faille de Machecoul marque la transition entre les roches du socle au nord et les roches sédimentaires pliocènes et quaternaires du Marais Breton au sud (fig. 6.2). Les stations du réseau MACHE sont localisées de part et d'autre de la faille, sur des milieux différents. Les ondes traversent donc deux milieux différents selon la localisation de la source sismique de part et d'autre de la faille (fig. 6.23) :

- au nord, le milieu est homogène et l'angle d'incidence ne varie pas.
- au sud, le milieu est hétérogène et l'angle d'incidence varie entre les roches du socle et les roches sédimentaires constituant le Marais Breton.

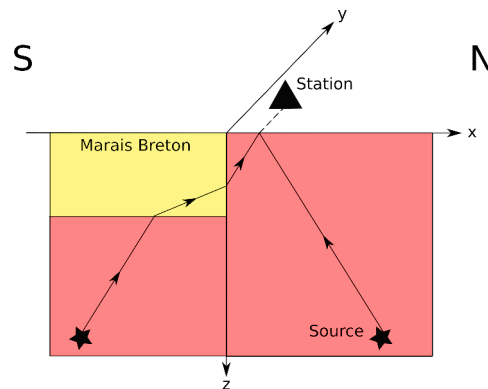


FIGURE 6.23 – Coupe schématique perpendiculaire à la faille illustrant le trajet des ondes impacté par les différences de lithologie supposées de part et d'autre du plan de faille (roches du socle en rouge, roches sédimentaires en jaune), selon la position de la source sismique et pour une station localisée au nord de la faille.

Notre modèle de vitesse étant un modèle 1D, les variations latérales de vitesses, et donc du milieu, ne sont pas prises en compte, ce qui pourrait expliquer nos résidus et erreurs de localisation importants, même pour les événements localisés à l'intérieur du réseau.

6.6.3 Profondeur de la sismicité

La profondeur des événements varie de 0 à 30 km au maximum (fig. 6.24), et révèle donc une sismicité intraplaque profonde. En coupe (fig. 6.25), la répartition en profondeur des événements semble indiquer deux niveaux : une première zone entre 5-15 km, et une deuxième zone plus profonde vers 20-25 km. L'existence de séismes à une profondeur supérieure à 15 km est surprenante dans un contexte intraplaque. En effet, la profondeur sismogénique dans la région serait plutôt aux alentours de 12-15 km (Mazabraud et al., 2005; Perrot et al., 2005).

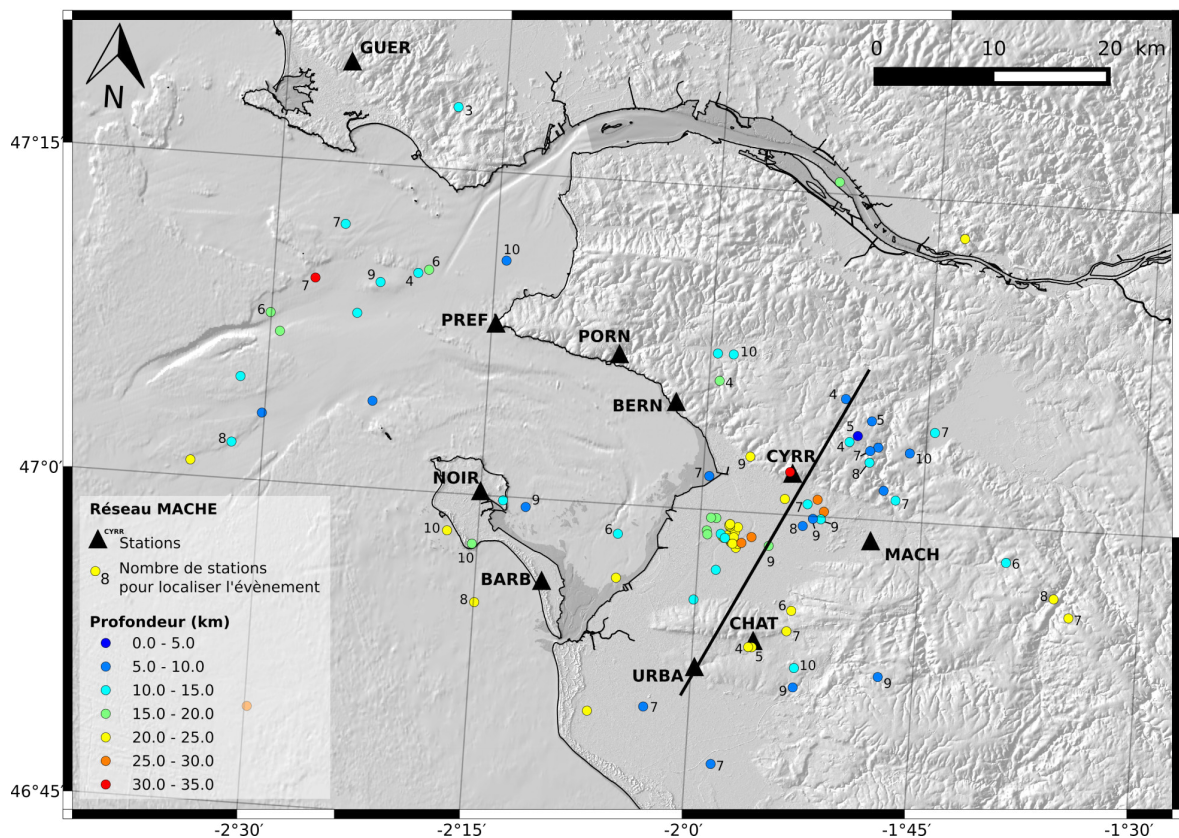


FIGURE 6.24 – Localisation de la sismicité entre juillet 2011 et octobre 2017 dans le Marais Breton et la Baie de Bourgneuf (Vendée littorale). Les couleurs représentent la profondeur des hypocentres. Le trait noir correspond à la localisation de la coupe de la figure 6.25. Le nombre de stations utilisées pour la localisation est précisé pour les évènements du réseau MACHE uniquement (annexe D.4).

Afin de confirmer que l'existence de ces deux zones de sismicité n'était pas reliée à un biais lié à notre modèle de vitesse, nous avons localisé les évènements avec des modèles de vitesse légèrement différents (5% plus rapide et 5% plus lent, annexes D.12 et D.11). La profondeur des évènements reste sensiblement identique.

Comparaison avec le catalogue Si-Hex (1962-2009)

Nous avons alors confronté nos données à la sismicité instrumentale dans la région sur une période de temps beaucoup plus importante. La même coupe, réalisée à partir des données du catalogue SI-Hex (1962-2009) (Cara et al., 2015) semble indiquer la même tendance.

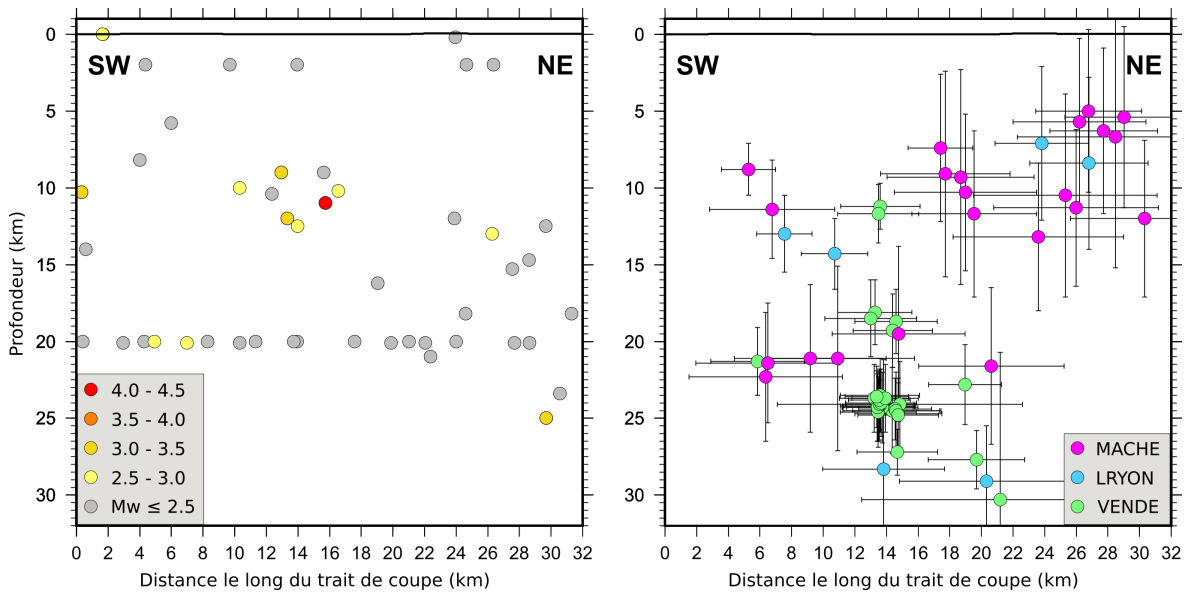


FIGURE 6.25 – Coupes de la sismicité, d'après le trait de coupe des figures (figs. 6.21 et D.10). A gauche, sismicité du catalogue SI-Hex (1962-2009) (Cara et al., 2015) (les couleurs représentent les magnitudes des évènements). A droite, sismicité des catalogues locaux des réseaux VENDE, LRYON et MACHE (les couleurs correspondent aux 3 réseaux). Les barres d'erreur représentées correspondent aux incertitudes prof et ex (annexe D.4). La majorité des évènements reportés sur la coupe sont situés à l'extérieur du réseau, ce qui explique les barres d'erreur importantes associées aux hypocentres.

Il convient toutefois d'être prudent sur les profondeurs hypocentrales du catalogue SI-Hex qui sont généralement faiblement résolues. Pour le Massif Armoricaïn et pour la période 1980-2004, le catalogue SI-Hex considère les localisations hypocentrales calculées par Arroucau (2006). Pour les autres évènements, le protocole utilisé par Cara et al. (2015) induit un rassemblement des séismes à la limite basse de la première couche du modèle de vitesse utilisé, à 20 km de profondeur. En effet, si aucune profondeur n'est trouvée en premier lieu, l'inversion est relancée avec une série de profondeurs fixées échantillonnant la croûte et le manteau supérieur. Si une amélioration significative du RMS est obtenue avec une des profondeurs, la profondeur est retenue, sinon elle sera fixée par un analyste. Trois séismes sont situés à une profondeur > 20 km, n'entrant donc pas dans le groupe à 20 km lié au modèle de vitesse :

- 20/08/1963 Mw SIHEX 2,8 à 22 km de profondeur
- 09/11/1982 Mw SIHEX 3,3 à 25 km
- 22/06/2005 Mw SIHEX 2,9 à 20 km

Parmi ces évènements profonds, seul l'évènement de 1982 doit bénéficier de la localisation régionale proposée par Arroucau (2006), mais c'est également le cas pour la majorité des évènements situés à 20 km de profondeur.

Nous proposons donc de discuter la présence de ces séismes profonds intraplaques à partir d'une estimation de l'épaisseur sismogène locale.

L'épaisseur sismogène en Vendée littorale

L'épaisseur sismogène de la lithosphère dépend des propriétés rhéologiques de la croûte et généralement, la distribution en profondeur de la sismicité est un bon indicateur de la position de la transition fragile-ductile, révélatrice du contrôle de la composition de la croûte et du gradient géothermique (e.g. Sibson, 1982; Meissner and Strehlau, 1982; Lamontagne and Ranalli, 1996; Albaric, 2009). L'impact des variations locales de la rhéologie dans le Massif Armoricaïn sur la distribution de la sismicité a été mis en évidence lors des travaux de Mazabraud (2004) et Arroucau (2006) qui mentionnent sa relation avec les hétérogénéités d'échelle crustale.

Les mesures du flux de chaleur de surface permettent de déduire le champ de température en profondeur sur l'ensemble de la croûte. Dans le MA, une quarantaine de points de mesure du flux de chaleur en surface ont été réalisés (e.g. Vignerresse et al., 1987; Jolivet et al., 1989) et montrent des variations latérales significatives. Le flux de chaleur de l'ouest de la France est caractérisé par des valeurs assez faibles pour une région continentale ($40 \text{ mW}/\text{m}^2$) traversées par une zone de flux de chaleur plus élevée (entre 80 et $120 \text{ mW}/\text{m}^2$) large d'une cinquantaine de kilomètres longeant la bordure nord du CSA à proximité de Nantes (Jolivet et al., 1989). Au niveau du littoral et sauf exception pour la côte nord du MA située dans la continuité de la zone à flux élevé, les valeurs du flux de chaleur en surface sont généralement faibles ($< 50 \text{ mW}/\text{m}^2$).

A l'échelle du MA, la sismicité n'est pas répartie de manière uniforme par rapport au flux de chaleur et se concentre principalement dans les zones où le flux de chaleur est compris entre 70 et $90 \text{ mW}/\text{m}^2$ (Mazabraud, 2004; Arroucau, 2006). Dans le couloir de forte production de chaleur crustale mise en évidence par Jolivet et al. (1989) où le flux de chaleur en surface dépasse $90 \text{ mW}/\text{m}^2$, la densité de séismes est plus faible (Mazabraud, 2004; Arroucau, 2006).

Dans le Massif Armoricaïn, le Moho est situé à environ 30 km de profondeur d'après Grad et al. (2009). Toutefois, Haugmard (2016) rassemble plus d'une dizaine de mohographies établies dans le Massif Armoricaïn ces 30 dernières années à partir de diverses études (données sismologiques, gravimétriques, sismiques réfraction et réflexion ...) montrant une variabilité des estimations de la profondeur du Moho qui pourrait être plutôt comprise entre 30 et 35 km en Vendée littorale. Plus localement, la position du Moho déterminée lors d'études géophysiques menées dans les nappes de Champtoceaux par Martelet et al. (2004) indiquerait que l'épaisseur de la croûte serait d'environ 32 km. Lefort and Agarwal (2002) estime une profondeur du Moho plus importante et surtout variable très localement, comprise entre 32 km au niveau de Noirmoutier et 34 km dans l'est du Marais Breton. La série d'ondulations de la surface du Moho sous le Massif Armoricaïn serait d'après Lefort and Agarwal (2002) liée à la trace d'un processus de boudinage associé à l'ouverture du Golfe de Gascogne au Crétacé.

Dans le MA, la sismicité est concentrée dans les régions où la profondeur du Moho est la plus

importante (34 km), excepté dans le couloir de fort flux de chaleur où la profondeur du Moho atteint 34 km également mais dans lequel la sismicité est quasi-inexistante (Arroucau, 2006).

Dans la région intraplaque de Charlevoix, étudiée par Lamontagne and Ranalli (1996), les modélisations du gradient géothermique à partir d'un flux de chaleur de surface de $41 \pm 10 \text{ mW/m}^2$ permettent d'atteindre des valeurs de température, qui couplées avec la composition mafique présumée de la croûte moyenne et inférieure, impliquent une transition fragile-ductile située à plus de 25 km de profondeur, compatible avec la sismicité intraplaque profonde locale.

Wong and Chapman (1990) déterminent également que les séismes intraplaques de l'ouest des Etats-Unis sont situés dans des zones où les valeurs du flux de chaleur en surface sont considérées comme faible pour des régions intra-continentales. Pour une épaisseur crustale moyenne d'environ 30 km et un flux de chaleur de surface de $47 \pm 4 \text{ mW/m}^2$ (De Rito et al., 1989), le gradient géothermique calculé par Wong and Chapman (1990) dans le Ventura basin en Californie du sud atteint des températures inférieures à 400°C compatibles avec une croûte inférieure fragile, autorisant ainsi les séismes profonds intraplaques localisés par Bryant and Jones (1989) entre 20 et 30 km de profondeur.

Notre zone d'étude étant située en région littorale, on peut faire l'hypothèse que le flux de chaleur en surface est équivalent aux autres régions côtières du MA et est donc faible ($< 50 \text{ mW/m}^2$, Jolivet et al., 1989). Il n'y a toutefois pas de mesures locales pour le confirmer. D'autre part, l'épaisseur de la croûte semble être d'une trentaine de kilomètres. Les profils géothermiques calculés dans le Massif Armoricaïn par (Vignerresse et al., 1988) à partir de valeurs du flux de chaleur en surface indiquent que la température de 300°C , qui marque le seuil de plasticité du quartz (e.g. Scholz, 2002) peut être atteinte entre 15 et 25 km selon que la répartition de la production de chaleur soit considérée exponentielle ou linéaire. Ceci pourrait donc indiquer que la profondeur sismogène en Vendée littorale pourrait tout à fait être compatible avec les séismes intraplaques profonds que nous avons enregistrés au cours de notre étude sismologique dédiée.

6.6.4 Le rapport V_p/V_s

Le rapport V_p/V_s peut-être influencé par plusieurs paramètres, tels que les variations lithologiques et plusieurs paramètres liés à la porosité des roches (par exemple la pression de pores, la morphologie des pores exprimée par l'"aspect ratio" correspondant au rapport hauteur/largeur des pores; O'Connell and Budiansky, 1974; Zhao and Negishi, 1998; Dvorkin et al., 1999; Nakajima et al., 2001; Takei, 2002; Moretti et al., 2009)

Un rapport V_p/V_s faible peut indiquer soit une diminution de V_p , soit une augmentation de V_s , soit les deux. De faibles rapports V_p/V_s attribués à la présence d'eau ou gaz se retrouvent dans différents contextes tels que les zones géothermales (Julian et al., 1996, 1998), les zones d'extension active dans les Appenins (Moretti et al., 2009) ou les régions volcaniques au Japon et en Islande par exemple (Nakajima et al., 2001; Tryggvason et al., 2002). Ces zones de faible V_p/V_s sont généralement actives sismiquement (e.g. Powell et al., 2010).

Un rapport V_p/V_s faible peut être lié à la présence de remplissage d'eau ou de gaz dans les fractures présentant un "aspect ratio" élevé (Nakajima et al., 2001; Takei, 2002), à des zones saturées en fluides ou encore à des variations lithologiques (Powell et al., 2010).

Les conditions hydrologiques, qui ont un impact sur la pression de pores, sont également à prendre en compte lors de l'interprétation d'un faible rapport V_p/V_s . Plusieurs études ont démontré que les eaux météoriques peuvent être présentes dans les zones de failles jusqu'à des profondeurs pouvant atteindre la moitié de la croûte (e.g. McCaig, 1988; Sibson, 1994; Boiron et al., 1996; McCaig et al., 2000; Yonkee et al., 2003; Mark et al., 2004; Imber et al., 2008; Wibberley et al., 2008). La présence d'eau en surface dans le Marais Breton joue donc certainement un rôle dans le faible rapport V_p/V_s obtenu pour les événements situés à l'intérieur du réseau (1,61 voir fig. 6.14).

Les conditions minéralogiques sont également importantes. En effet, un faible rapport V_p/V_s peut également être lié à la présence de roches riches en quartz (e.g. Koch, 1992). Powell et al. (2010) observent un rapport V_p/V_s de 1,62 pour des roches contenant environ 80% de silice (pourcentage en masse).

Enfin, la fracturation du socle bien visible dans les zones où il affleure (fig. 3.21), peut également induire des contrastes de vitesse et ainsi impacter le rapport V_p/V_s (e.g. Jeppson et al., 2010; Jeppson and Tobin, 2015).

6.6.5 Distribution des mécanismes au foyer

Les mécanismes au foyer retenus sont représentés en carte sur la figure 6.26. Parmi les 8 événements sélectionnés pour calculer les mécanismes au foyer, 6 sont situés proches de la faille de Machecoul : 2 événements proches de la côte, près de la Bernerie-en-Retz (N°53) et Bouin (N°49), ainsi que 4 événements situés entre les stations CYRR et MACH (N° 22, 23, 24 et 46). Un événement est situé dans le Marais Breton (N°29), au sud des 4 événements précités, et enfin, un événement localisé au SE de Noirmoutier (N°27). Nous pouvons ainsi les regrouper en 3 zones : près de la côte, dans le Marais Breton et enfin Noirmoutier.

Les solutions focales obtenues décrivent des géométries de mouvement sur la faille soit de type décrochant, soit normal (fig. 6.26 et 6.17). Les mécanismes situés près de la côte présentent une géométrie en décrochement avec une structure orientée E-W ou N-S, alors que les mécanismes situés dans le Marais Breton plus à l'est présentent majoritairement une géométrie en extension de direction NE-SW (sauf pour l'évènement N°46 qui est décrochant et orienté NWW-SEE). L'évènement de Noirmoutier (N°27) présente également une géométrie en extension, mais avec des plans nodaux plus orientés N-S.

La répartition des axes P et T des solutions de FOCMEC est assez variable (fig. 6.19). Les 3 événements de la crise de juillet 2016 (N°22, 23 et 24), situés entre les stations CYRR et MACH, présentent une répartition des axes P en diagonale NW-SE, avec des axes T situés de part et d'autre dans les quadrants NE et SW. L'évènement N°29 situé plus au Sud a une répartition globalement similaire, mais l'étendue des axes P est plus marquée vers le SW et les axes T sont essentiellement localisés dans le quadrant NE. Pour les événements situés près de la côte, seul l'évènement N°49 montre clairement une répartition des axes P et T en 4 quadrants opposés. Enfin, pour l'évènement N°27 de Noirmoutier, les axes P et T sont répartis sur la demi-sphère Est et Ouest, respectivement. Pour les solutions FPFIT, la distribution des axes P et T semble suivre une tendance globale : les axes P sont répartis sur une direction NW-SE, avec un pendage allant de la verticale (mécanismes normaux) à l'horizontale (mécanismes décrochants) et les axes T sont majoritairement situés dans le quadrant NE, tous événements confondus.

Etant donné le faible nombre de mécanismes au foyer obtenus, et leur qualité, il convient de

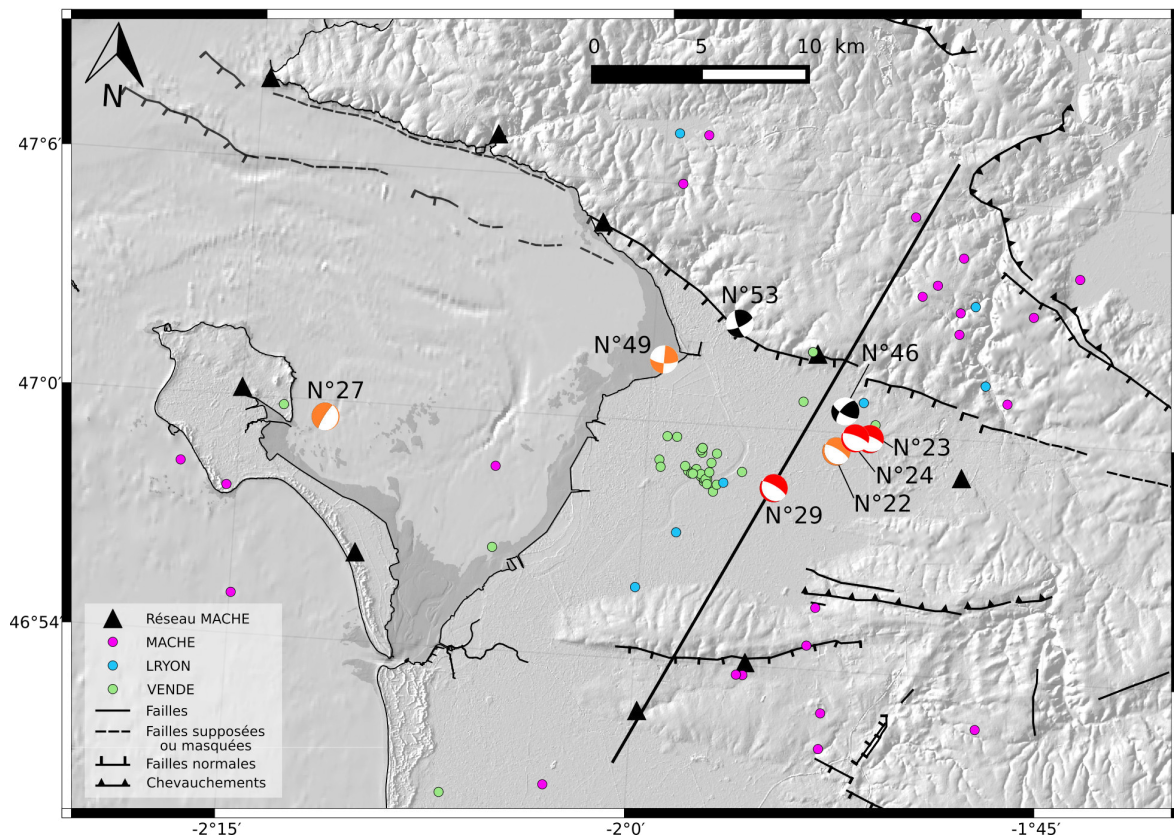


FIGURE 6.26 – Zoom sur les 8 mécanismes au foyer obtenus pour les événements internes au réseau MACHE (projection de Schmidt, hémisphère inférieur). Chaque mécanisme est identifié par le numéro de l'évènement (cf fig. 6.18). Les couleurs correspondent aux classes de qualité (cf. fig. 6.17).

rester prudent quant à leur interprétation. On peut toutefois noter un lien entre la géométrie et les mouvements associés selon la localisation des événements, ainsi que la cohérence avec la proposition d'un mouvement quaternaire associé à la faille de Machecoul supposé décrochant et normal par Baize et al. (2013).

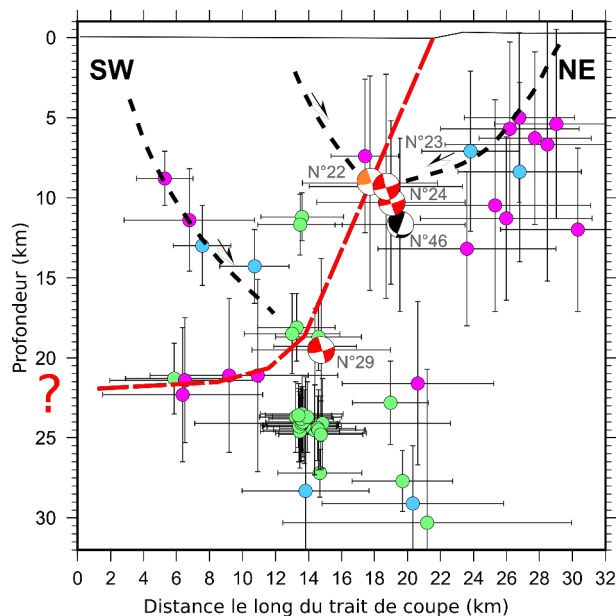


FIGURE 6.27 – Projection en coupe des mécanismes au foyer déterminés dans cette étude, selon 10 km de part et d'autre du trait de coupe représenté sur la figure 6.26. Le plan de la faille de Machecoul et son aplanissement probable en profondeur sont représentés en pointillés rouges.

La projection en coupe des événements localisés et des mécanismes au foyer obtenus nous permet de proposer une géométrie des structures potentiellement à l'origine de l'activité sismique locale. La coupe est réalisée perpendiculairement à la rupture de pente suspectée comme étant l'expression en surface de la faille de Machecoul, et les séismes projetés sont compris dans une zone qui s'étend de 10 km de part et d'autre du trait de coupe.

Nous proposons ainsi pour la faille de Machecoul, une géométrie de la faille principale avec un pendage d'environ 60° - 65° vers le SW. Cette orientation est en accord avec la délimitation du bassin formé par le Marais Breton, au sud de la rupture de pente. La localisation de quelques événements à une vingtaine de kilomètres de profondeur nous amène à proposer l'aplanissement de la structure à cette profondeur.

D'après les solutions des mécanismes au foyer, les structures à fort pendage vers le NE pourraient être reliées à une microsismicité sur les failles antithétiques dans le bassin du Marais Breton. La sismicité située au nord de l'expression en surface probable de la faille de Machecoul dans le compartiment inférieur pourrait être reliée à l'accident de Ste-Pazanne - les Essarts, dont le pendage supposé est également vers le sud.

6.6.6 Tenseur des contraintes local

Le champ de contraintes régional actuel en Europe de l'Ouest est influencé par les effets de la convergence des plaques Europe et Afrique, et par la force de poussée de la ride médio-atlantique (Grünthal and Stromeyer, 1992; Müller et al., 1992). L'orientation de la contrainte compressive horizontale maximum σ_{Hmax} ou S_H est globalement uniforme et correspond à une compression

NW-SE (Ahorner, 1975; Gölke and Coblenz, 1996). D'après les inversions des contraintes réalisées à partir de nos mécanismes au foyer, la direction σ_1 et σ_2 serait comprise dans un axe NW-SE. Il semblerait donc qu'en Vendée littorale, $S_H max$ corresponde à σ_1 ou σ_2 . Nos résultats s'inscrivent donc dans le régime décrochant et normal, avec σ_1 de direction NW, auquel est globalement soumis l'ouest de la France (Mazabraud et al., 2005) (fig. 6.28).

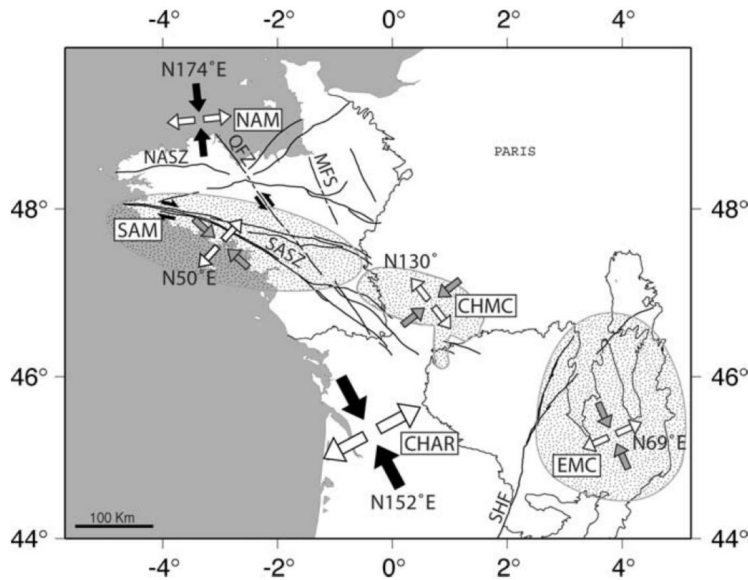


FIGURE 6.28 – Champ de contraintes régional sur la marge atlantique française. Les flèches noires correspondent à la direction de compression horizontale maximum ($\sigma_H max$), d'après Mazabraud et al. (2005).

Toutefois, contrairement à la direction de σ_3 qui apparaît relativement bien contrainte, les directions de σ_1 et σ_2 montrent une forte variabilité. Cette variabilité pourrait expliquer les perturbations en extension retrouvées localement au sud du CSA, qui pourraient être liées à la rotation anti-horaire de la microplaque Ibérie (Mazabraud et al., 2005) et/ou à la présence d'hétérogénéités structurales (Mazabraud et al., 2013).

6.7 Retour d'expérience

6.7.1 La géométrie du réseau MACHE

Le réseau MACHE est assez centré sur le Marais Breton et aurait pu être déployé un peu plus au nord de la trace supposée de la faille de Machecoul, afin d'englober la sismicité localisée par cette étude dans le compartiment inférieur. Les localisations de ces événements auraient été meilleures, tout en gardant une bonne répartition azimutale par rapport aux événements se produisant dans le Marais Breton. Toutefois l'élargissement du réseau pourrait empêcher la détection des très faibles événements, ce qui représente la quasi totalité de nos résultats. La densification du réseau au coeur du Marais Breton aurait également pu apporter des améliorations sur la localisation des événements et éventuellement combler le gap azimutal lié à la Baie de Bourgneuf.

6.7.2 Le modèle de vitesse

D'après la configuration du réseau MACHE, les ondes traversent beaucoup d'hétérogénéités dans le Marais Breton (fig. 6.23) et l'utilisation d'un modèle de vitesse 1D ne semble donc pas

idéale. La construction d'un modèle de vitesse 3D pourrait permettre d'adapter le modèle de vitesse très localement, par exemple en prenant en compte la variation de l'épaisseur de sédiments néogènes et quaternaires, observée par exemple d'après les profils de sismique réflexion et les forages. En effet, le modèle de vitesse 5% plus lent utilisé proposait des résidus et erreurs plus faibles lors de la localisation (Annexe D.11).

6.7.3 Intégration de signaux des réseaux nationaux

L'intégration de données des stations RESIF et LDG à celles du réseau MACHE, ainsi que des données du réseau temporaire PYROPE pour le réseau VENDE (et l'essai de Challans), a été envisagée mais n'a pas pu être faite. Aussi, l'ajout de signaux issus de stations du LDG pouvant être éloignées au minimum de plus d'une centaine de kilomètres (QUIFF et MFF pour les plus proches¹) pourrait augmenter considérablement le biais lié au modèle de vitesse.

En effet, du simple fait de la différence de géométrie des réseaux, le réseau local MACHE a permis de localiser 38 évènements supplémentaires que le réseau du LDG, d'ampleur nationale (fig. 6.29). Seul un évènement référencé dans le catalogue national du LDG n'a pas été détecté avec le réseau local MACHE (fig. 6.29, en rouge). Localisé dans l'estuaire de la Loire et de M_L -LDG 1,5, il est excentré et situé hors du réseau MACHE.

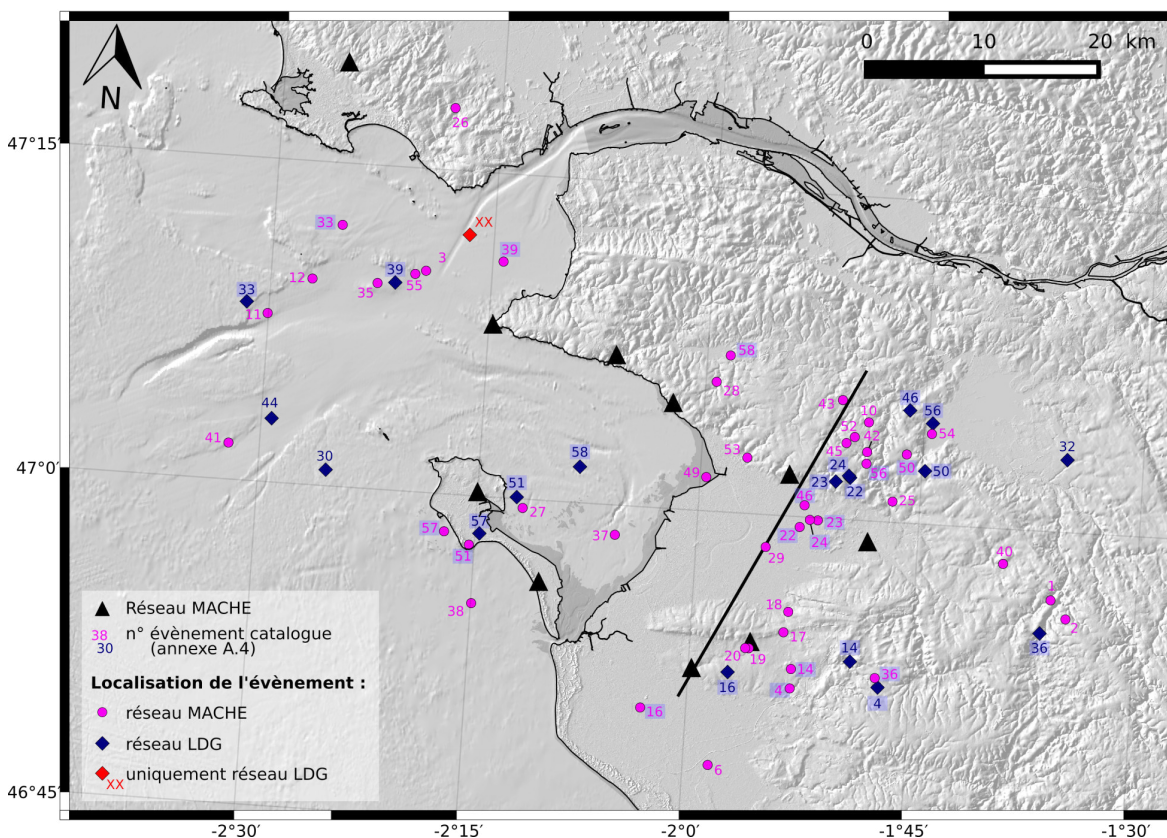


FIGURE 6.29 – Localisation de la sismicité entre le 25 janvier 2016 et le 31 octobre 2017 d'après le réseau MACHE (en rose, 58 évènements, voir catalogue en annexe D.4) et le réseau national du LDG (en bleu, 20 évènements). Pour le réseau MACHE, seuls les évènements localisés avec une incertitude en profondeur inférieure à ± 10 km sont représentés sur la carte.

Pour un même évènement, les localisations réalisées par le LDG et dans cette étude à partir

1. <http://www-dase.cea.fr/>

des données du réseau MACHE sont très différentes (fig. 6.29). Toutefois, aucune tendance ne semble pouvoir être définie. Les magnitudes locales M_{L-LDG} sont globalement supérieures aux M_L déterminées avec notre réseau local, d'un écart compris entre 0,4 et 1.

6.7.4 Mécanismes au foyer et plans de rupture

Dans notre étude, les limitations dans la détermination des mécanismes au foyer résident principalement dans le faible nombre de polarités disponibles par évènement, ainsi que dans la difficulté de pointé liée à la faible magnitude des évènements observés. Le faible nombre d'évènements situés à l'intérieur du réseau limite considérablement les possibilités de détermination des solutions focales en raison du gap azimutal. Enfin, les évènements enregistrés étant de très faibles magnitudes, ils ne peuvent que concerner des plans de rupture de taille réduite, de l'ordre du mètre. Il apparaît donc difficile de relier cette microsismicité à des plans de faille d'échelle crustale, telles que la faille de Machecoul ou l'Accident de Ste Pazanne - Les Essarts, mais plus probablement à des fractures associées. La sismicité actuelle en Vendée littorale semble donc s'inscrire dans le contexte du Massif Armoricaïn, sans organisation spatio-temporelle particulière permettant de la relier à des structures.

6.8 Références

- Ahorner, L. (1975). Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe. *Tectonophysics*, 29(1-4) :233–249. 246
- Aki, K. (1965). Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits. *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, 43 :237–239. 224, 280
- Aki, K. and Richards, P. G. (1980). *Quantitative Seismology : Theory and Methods, Vol. 2*. WH Freeman, San Francisco. 231
- Aki, K. and Richards, P. G. (2002). *Quantitative Seismology, 2nd Edition*. Edition Univ Sciences Books. 227, 228, 280
- Albaric, J. (2009). *Relationship between active deformation, rheology and magmatism in a continental rift context : Seismological study of the North Tanzanian Divergence, East African Rift*. Theses, Université de Bretagne occidentale - Brest. 241
- Allen, R. (1982). Automatic phase pickers : their present use and future prospects. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(6B) :S225–S242. 218
- Allen, R. V. (1978). Automatic earthquake recognition and timing from single traces. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68(5) :1521–1532. 218
- Angelier, J. (1979). Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56(3) :T17 – T26. 230
- Arroucau, P. (2006). *Seismicity of the Armorican Massif : relocations and tectonic interpretation*. Theses, Université de Nantes. 240, 241, 242
- Assumpção, M., Dourado, J. C., Ribotta, L. C., Mohriak, W. U., Dias, F. L., and Barbosa, J. R. (2011). The São Vicente earthquake of 2008 April and seismicity in the continental shelf off SE Brazil : further evidence for flexural stresses. *Geophysical Journal International*, 187(3) :1076–1088. 225
- Baer, M. and Kradolfer, U. (1987). An automatic phase picker for local and teleseismic events. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(4) :1437–1445. 218
- Baize, S., Cushing, E. M., Lemeille, F., and Jomard, H. (2013). Updated seismotectonic zoning scheme of Metropolitan France, with reference to geologic and seismotectonic data. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 184(3) :225–259. 245
- Boiron, M.-C., Banks, D., Yardley, B., Noronha, F., Miller, M., et al. (1996). PTX conditions of late hercynian fluid penetration and the origin of granite-hosted gold quartz veins in northwestern iberia : a multidisciplinary study of fluid inclusions and their chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(1) :43–57. 243
- Bott, M. H. P. (1959). The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 96(2) :109–117. 230
- Bryant, A. and Jones, L. (1989). Anomalously deep earthquakes in the crust beneath the Ventura basin, southern California. *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, 70 :1209–1210. 242

- Cara, M., Cansi, Y., Schlupp, A., Arroucau, P., Béthoux, N., Beucler, E., Bruno, S., Calvet, M., Chevrot, S., Deboissy, A., et al. (2015). SI-Hex : a new catalogue of instrumental seismicity for metropolitan France. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 186(1) :3–19. 223, 240, 280, 282
- Carey, E. (1976). *Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles : calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement*. PhD thesis, Université Paris-Sud, Orsay. 230
- Casey, R. and DMC, I. (2012). Portable Data Collection Center (PDCC) v3. 8 User Manual. *Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS), Washington, DC*. 223
- Chatelain, J. L. (1978). *Etude fine de la sismicité en zone de collision continentale au moyen d'un réseau de stations portables : la région Hindu-Kush Pamir*. Theses, Université Scientifique et Médicale de Grenoble. 226
- De Rito, R. F., Lachenbruch, A., Moses Jr, T., and Munroe, R. (1989). Heat flow and thermotectonic problems of the central Ventura basin, southern California. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 94(B1) :681–699. 242
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V., and San'kov, V. (1997). Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics*, 282(1-4) :1–38. 230
- Delvaux, D. and Sperner, B. (2003). New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. *Geological Society, London, Special Publications*, 212(1) :75–100. 230
- Dvorkin, J., Mavko, G., and Nur, A. (1999). Overpressure detection from compressional-and shear-wave data. *Geophysical Research Letters*, 26(22) :3417–3420. 242
- Etchecopar, A. (1984). *Etude des états de contrainte en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques : approche mathématique*. PhD thesis, Université des Sciences et Techniques du Languedoc. 230, 232
- Gölke, M. and Coblenz, D. (1996). Origins of the European regional stress field. *Tectonophysics*, 266(1-4) :11–24. 246
- Grad, M., Tiira, T., and Group, E. W. (2009). The moho depth map of the european plate. *Geophysical Journal International*, 176(1) :279–292. 221, 241
- Grünthal, G. and Stromeyer, D. (1992). The recent crustal stress field in Central Europe : trajectories and finite element modeling. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 97(B8) :11805–11820. 245
- Guan, H. (2013). Analyse de la sismicité de la Vendée. *Mémoire de stage, Master Sciences de la Mer et du Littoral 1ère année, Université de Bretagne Occidentale*, page 35. 215
- Gutenberg, B. and Richter, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34(4) :185–188. 224

- Hardebeck, J. L., Michael, A. J., and Brocher, T. M. (2007). Seismic velocity structure and seismotectonics of the eastern San Francisco Bay region, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(3) :826–842. 238
- Haugmard, M. (2016). *Détermination non-linéaire des paramètres hypocentaux et structuraux : application à la sismicité intracontinentale du Massif armoricain*. PhD thesis, Université Bretagne Loire. 223, 224, 226, 241, 280
- Havskov, J. and Ottemöller, L. (1999). SEISAN earthquake analysis software. *Seismol. Res. Lett.*, 70(5) :532–534. 218, 222, 225
- Hutton, L. and Boore, D. M. (1987). The ML scale in southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(6) :2074–2094. 223
- Imber, J., Holdsworth, R., Smith, S., Jefferies, S., and Collettini, C. (2008). Frictional-viscous flow, seismicity and the geology of weak faults : a review and future directions. *Geological Society, London, Special Publications*, 299(1) :151–173. 243
- Jeppson, T. N., Bradbury, K. K., and Evans, J. P. (2010). Geophysical properties within the San Andreas Fault Zone at the San Andreas Fault Observatory at Depth and their relationships to rock properties and fault zone structure. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 115(B12). 238, 243
- Jeppson, T. N. and Tobin, H. J. (2015). San Andreas fault zone velocity structure at SAFOD at core, log, and seismic scales. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 120(7) :4983–4997. 238, 243
- Jolivet, J., Bienfait, G., Vignerresse, J., and Cuney, M. (1989). Heat flow and heat production in Brittany (Western France). *Tectonophysics*, 159(1-2) :61–72. 241, 242
- Julian, B., Ross, A., Foulger, G., and Evans, J. (1996). Three-dimensional seismic image of a geothermal reservoir : The Geysers, California. *Geophysical Research Letters*, 23(6) :685–688. 242
- Julian, Bruce, R., Pitt, A., and Foulger, G. (1998). Seismic image of a CO₂ reservoir beneath a seismically active volcano. *Geophysical Journal International*, 133(1) :F7–F10. 242
- Keromnes, M. (2012). Evaluation du potentiel géothermique du Massif d'Avrillé, Vendée : analyse de la sismicité. *Mémoire de stage, Master Sciences de la Mer et du Littoral 1ère année, Université de Bretagne Occidentale*, page 36. 215
- Koch, M. (1992). Bootstrap inversion for vertical and lateral variations of the S-wave structure and the vp/vs ratio from shallow earthquakes in the Rhinegraben seismic zone. *Tectonophysics*, 210 :91–115. 243
- Laboratoire de Détection et de Géophysique du CEA/DAM/DASE (2010). Archives du bulletin sismique hebdomadaire. 218
- Lamontagne, M. and Ranalli, G. (1996). Thermal and rheological constraints on the earthquake depth distribution in the Charlevoix, Canada, intraplate seismic zone. *Tectonophysics*, 257(1) :55–69. 241, 242

- Lefort, J. and Agarwal, B. (2002). Topography of the moho undulations in france from gravity data : their age and origin. *Tectonophysics*, 350(3) :193 – 213. 241
- Lewis, M., Ben-Zion, Y., and McGuire, J. J. (2007). Imaging the deep structure of the San Andreas Fault south of Hollister with joint analysis of fault zone head and direct P arrivals. *Geophysical Journal International*, 169(3) :1028–1042. 238
- Lienert, B. R., Berg, E., and 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(3) :771–783. 219
- Lund, B. and Slunga, R. (1999). Stress tensor inversion using detailed microearthquake information and stability constraints : Application to Ölfus in southwest Iceland. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 104(B7) :14947–14964. 230
- Mark, G., Williams, P. J., and Boyce, A. J. (2004). Low-latitude meteoric fluid flow along the Cloncurry Fault, Cloncurry district, NW Queensland, Australia : geodynamic and metallogenic implications. *Chemical Geology*, 207(1-2) :117–132. 243
- Martelet, G., Calcagno, P., Gumiaux, C., Truffert, C., Bitri, A., Gapais, D., and Brun, J. (2004). Integrated 3D geophysical and geological modelling of the Hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (south Brittany, France). *Tectonophysics*, 382(1) :117–128. 241
- Matrullo, E., De Matteis, R., Satriano, C., Amoroso, O., and Zollo, A. (2013). An improved 1-D seismic velocity model for seismological studies in the Campania–Lucania region (Southern Italy). *Geophysical Journal International*, 195(1) :460–473. 226
- Mazabraud, Y. (2004). *Déformation active d'une région intraplaque à déformation lente : le cas de la France : sismicité et modélisations thermomécaniques 2D et 3D*. PhD thesis, Université de Nice. 241
- Mazabraud, Y., Béthoux, N., and Delouis, B. (2013). Is earthquake activity along the French Atlantic margin favoured by local rheological contrasts? *Comptes Rendus Geoscience*, 345(9-10) :373–382. 246
- Mazabraud, Y., Béthoux, N., Guilbert, J., and Bellier, O. (2005). Evidence for short-scale stress field variations within intraplate central-western France. *Geophysical Journal International*, 160(1) :161–178. 238, 246, 282
- McCaig, A., Tritlla, J., and Banks, D. (2000). Fluid mixing and recycling during Pyrenean thrusting : evidence from fluid inclusion halogen ratios. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(19) :3395–3412. 243
- McCaig, A. M. (1988). Deep fluid circulation in fault zones. *Geology*, 16(10) :867–870. 243
- Meissner, R. and Strehlau, J. (1982). Limits of stresses in continental crusts and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes. *Tectonics*, 1(1) :73–89. 241
- Michael, A. J. (1984). Determination of stress from slip data : faults and folds. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 89(B13) :11517–11526. 230, 232, 234

- Michael, A. J. (1987). Use of focal mechanisms to determine stress : a control study. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 92(B1) :357–368. 234
- Moretti, M., De Gori, P., and Chiarabba, C. (2009). Earthquake relocation and three-dimensional V_p and V_p/V_s models along the low angle Alto Tiberina fault (central Italy) : Evidence for fluid overpressure. *Geophysical Journal International*, 176(3) :833–846. 242
- Müller, B., Zoback, M. L., Fuchs, K., Mastin, L., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O., and Ljunggren, C. (1992). Regional patterns of tectonic stress in Europe. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 97(B8) :11783–11803. 245
- Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A., and Zhao, D. (2001). Three-dimensional structure of V_p, V_s, and V_p/V_s beneath northeastern Japan : Implications for arc magmatism and fluids. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 106(B10) :21843–21857. 242
- Nippres, S., Rietbrock, A., and Heath, A. (2010). Optimized automatic pickers : application to the ANCORP data set. *Geophysical Journal International*, 181(2) :911–925. 217, 218
- O'Connell, R. J. and Budiansky, B. (1974). Seismic velocities in dry and saturated cracked solids. *Journal of Geophysical Research*, 79(35) :5412–5426. 242
- Perrot, J., Arroucau, P., Guilbert, J., Déverchère, J., Mazabraud, Y., Rolet, J., Mocquet, A., Mousseau, M., and 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(3) :935–950. 238
- Powell, C. A., Withers, M. M., DeShon, H. R., and Dunn, M. M. (2010). Intrusions and anomalous V_p/V_s ratios associated with the New Madrid seismic zone. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 115(B8). 242, 243
- Reasenber, P. and Oppenheimer, D. H. (1985). FPFIT, FPLOT and FPPAGE; Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. Technical report, US Geological Survey. 231
- Ryan, J., Beck, S., Zandt, G., Wagner, L., Minaya, E., and Tavera, H. (2016). Central Andean crustal structure from receiver function analysis. *Tectonophysics*, 682 :120 – 133. 225
- Scholz, C. H. (2002). *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press 2e édition. 242
- Sibson, R. H. (1982). Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(1) :151–163. 241
- Sibson, R. H. (1994). Crustal stress, faulting and fluid flow. *Geological Society, London, Special Publications*, 78(1) :69–84. 243
- Snoke, J., Munsey, J., Teague, A., and Bollinger, G. (1984). A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SVP amplitude ratio data. *Earthq. Notes*, 55 :15. 231

- Takei, Y. (2002). Effect of pore geometry on V_p/V_s : From equilibrium geometry to crack. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 107(B2). 242
- Tryggvason, A., Rögnvaldsson, S. T., and Flóvenz, O. G. (2002). Three-dimensional imaging of the P- and S-wave velocity structure and earthquake locations beneath Southwest Iceland. *Geophysical Journal International*, 151(3) :848–866. 242
- Vavryčuk, V. (2014). Iterative joint inversion for stress and fault orientations from focal mechanisms. *Geophysical Journal International*, 199(1) :69–77. 230, 232, 234, 235, 281
- Vignerresse, J., Jolivet, J., Cuney, M., and Bienfait, G. (1987). Heat flow, heat production and granite depth in western France. *Geophysical Research Letters*, 14(3) :275–278. 241
- Vignerresse, J., Jolivet, J., Cuney, M., and Bienfait, G. (1988). Etude Géothermique du Massif Armoricain. *Hercynica*, 4(1) :45–55. 242
- Wadati, K. and Oki, S. (1933). On the travel time of earthquake waves.(Part II). *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 11(1) :14–28. 225
- Wallace, R. E. (1951). Geometry of shearing stress and relation to faulting. *The Journal of Geology*, 59(2) :118–130. 230
- Wibberley, C. A., Yielding, G., and Di Toro, G. (2008). Recent advances in the understanding of fault zone internal structure : a review. *Geological Society, London, Special Publications*, 299(1) :5–33. 243
- Wong, I. G. and Chapman, D. S. (1990). Deep intraplate earthquakes in the western United States and their relationship to lithospheric temperatures. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(3) :589–599. 242
- Yonkee, W., Parry, W., and Bruhn, R. (2003). Relations between progressive deformation and fluid-rock interaction during shear-zone growth in a basement-cored thrust sheet, Sevier orogenic belt, Utah. *American Journal of Science*, 303(1) :1–59. 243
- Zhao, D. and Negishi, H. (1998). The 1995 Kobe earthquake : seismic image of the source zone and its implications for the rupture nucleation. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 103(B5) :9967–9986. 242

Chapitre 7

Synthèse générale, conclusions et perspectives

L'objectif de mon travail de recherche était d'étudier l'activité de la faille de Machecoul située en Vendée littorale et considérée comme une des potentielles candidates à l'origine du séisme historique majeur de l'ouest de la France du 25 janvier 1799 (M6, séisme de Bouin).

Dans ce but, nous avons adopté une stratégie pluridisciplinaire présentant une continuité terre-mer liée à la position littorale de la zone d'étude et s'appliquant à différentes échelles de temps (courte et longue) étant donné le contexte intraplaque à faible taux de déformation qu'est celui de la France métropolitaine, particulièrement dans le Massif Armoricaïn. Nous avons ainsi combiné plusieurs méthodes parmi lesquelles : une étude sismologique, deux campagnes de géophysique marine, une étude morphotectonique, une étude gravimétrique, ainsi que les analyses d'une base de données de forages et d'une base de données macrosismiques. L'ensemble de ce travail fera l'objet de publications, dont une actuellement en cours de rédaction.

La faille de Machecoul étant peu décrite dans la littérature, notre étude permet tout d'abord de mieux connaître son expression en surface ainsi que sa géométrie en profondeur. Nous avons ensuite pu contraindre la géométrie des bassins sédimentaires qu'elle délimite aussi bien à terre qu'en mer. A partir de l'étude des remplissages de ces bassins, nous pouvons proposer une hypothèse sur l'activité de cette faille depuis le Mésozoïque/Eocène jusqu'à l'actuel. Enfin, l'étude sismologique temporaire nous a permis de caractériser la sismicité actuelle en Vendée littorale afin de discuter la potentielle implication de la faille de Machecoul dans l'évènement historique significatif du 25 janvier 1799.

7.1 La faille de Machecoul

A partir des données de bathymétrie haute résolution, de la géomorphologie (MNT terrestre) et des profils de sismique réflexion, nous avons pu déterminer que le système de failles de Machecoul a une géométrie complexe et segmentée qui s'étend à terre et en mer formant ainsi la bordure nord du Marais Breton et de la Baie de Bourgneuf (fig. 7.1).

A terre, la signature topographique de la faille est très ténue et fortement anthropisée (fig. 4.3). Elle est constituée de trois segments de failles majeurs qui mettent en contact le socle paléozoïque et un remplissage sédimentaire plio-quadernaire (fig. 3.8) d'orientation globale N110. La trace morphologique de la faille s'atténue progressivement vers l'est (figs. 4.2 et 4.5).

Dans la zone d'estran de la Bernerie-en-Retz, des roches du socle affleurent dans le prolongement à l'ouest de la trace de la faille à terre et s'étendent de façon plus ou moins discontinue dans la Baie de Bourgneuf, parallèlement à la côte. On les retrouve également au large de la Pointe de Préfailles (fig. 3.8). Les données de bathymétrie haute résolution et les données de sismique réflexion, nous permettent d'associer ces roches affleurantes et sub-affleurantes à l'expression de la faille de Machecoul sur le fond de la Baie de Bourgneuf et en profondeur (figs. 4.2, 5.33 à 5.37). Ainsi, en mer, le système est constitué de deux failles parallèles situées le long de la côte et dans la baie. La trace de la faille est plus discontinue et sinueuse et présente des segments distincts dans la baie. Le segment le plus visible, d'une longueur de 7,5 km environ, se trouve au large de la pointe de Préfailles. On peut l'observer presque entièrement sur nos données de bathymétrie haute-résolution (figs. 4.4 et 4.6).

Les failles du système de Machecoul sont des failles normales à pendage sud-ouest (fig. 7.1).

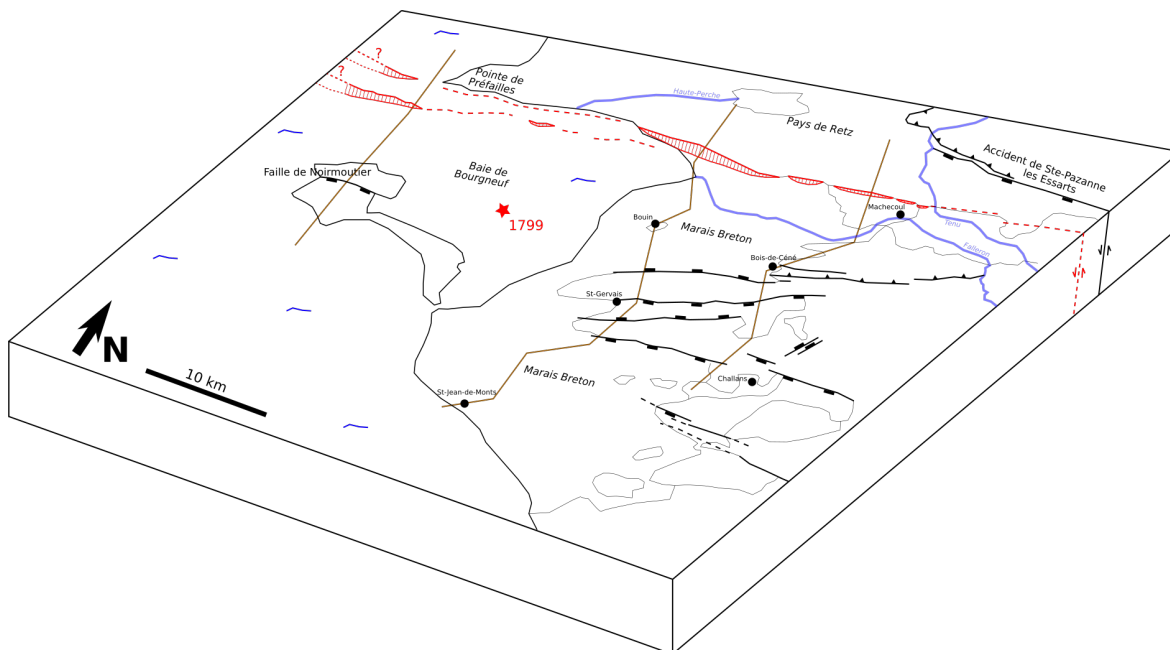


FIGURE 7.1 – Bloc diagramme représentant les systèmes de failles en Vendée littorale. La faille de Machecoul est en rouge. Les coupes présentées dans ce chapitre correspondent aux traits bruns.

Les valeurs des pendages ont pu être déterminées en mer à partir des profils de sismique réflexion. Au large de la pointe de Préfailles, le pendage de la faille mineure au nord n'a pas pu être déterminé avec certitude, mais nous estimons que la faille majeure sud a un pendage d'environ 60° . Au large de Pornic l'escarpement du segment oriental de la faille sud est également incertain d'après nos données.

L'étude gravimétrique à terre par le calcul de l'anomalie de Bouguer indique une répartition différente des masses de part et d'autre de la trace de la faille de Machecoul (fig. 5.19) mais seule une distribution plus homogène et surtout plus adaptée des données gravimétriques permettrait de contraindre avec précision la géométrie en subsurface de la faille.

7.2 Géométrie des bassins sédimentaires, remplissage et activité des failles

La géométrie des bassins sédimentaires délimités aussi bien à terre qu'en mer par le système de failles de Machecoul a été étudiée à partir des cartes géologiques, des données de gravimétrie, des données de forages et des profils de sismique réflexion. Elle est présentée sous la forme de 3 coupes et du profil de l'anomalie de Bouguer correspondante, illustrant la variabilité terre-mer de la zone d'étude du Marais Breton et de la Baie de Bourgneuf (figs. 7.1 et 7.2).

Chaque coupe est détaillée à partir des principaux résultats issus de chaque type de données étudié et nécessaire à la compréhension de la zone d'étude (dans le corps du texte pour la figure 7.3 pour plus de lisibilité et dans les légendes pour les figures 7.4 et 7.5).

Au nord, l'amplitude de la signature gravimétrique du bassin du Marais Breton observée à partir de l'anomalie de Bouguer est faible (5 mGal, fig. 5.19) mais cohérente avec les épaisseurs de remplissage sédimentaire et la profondeur du bassin fournie par les données de forage (Fig. 5.23)

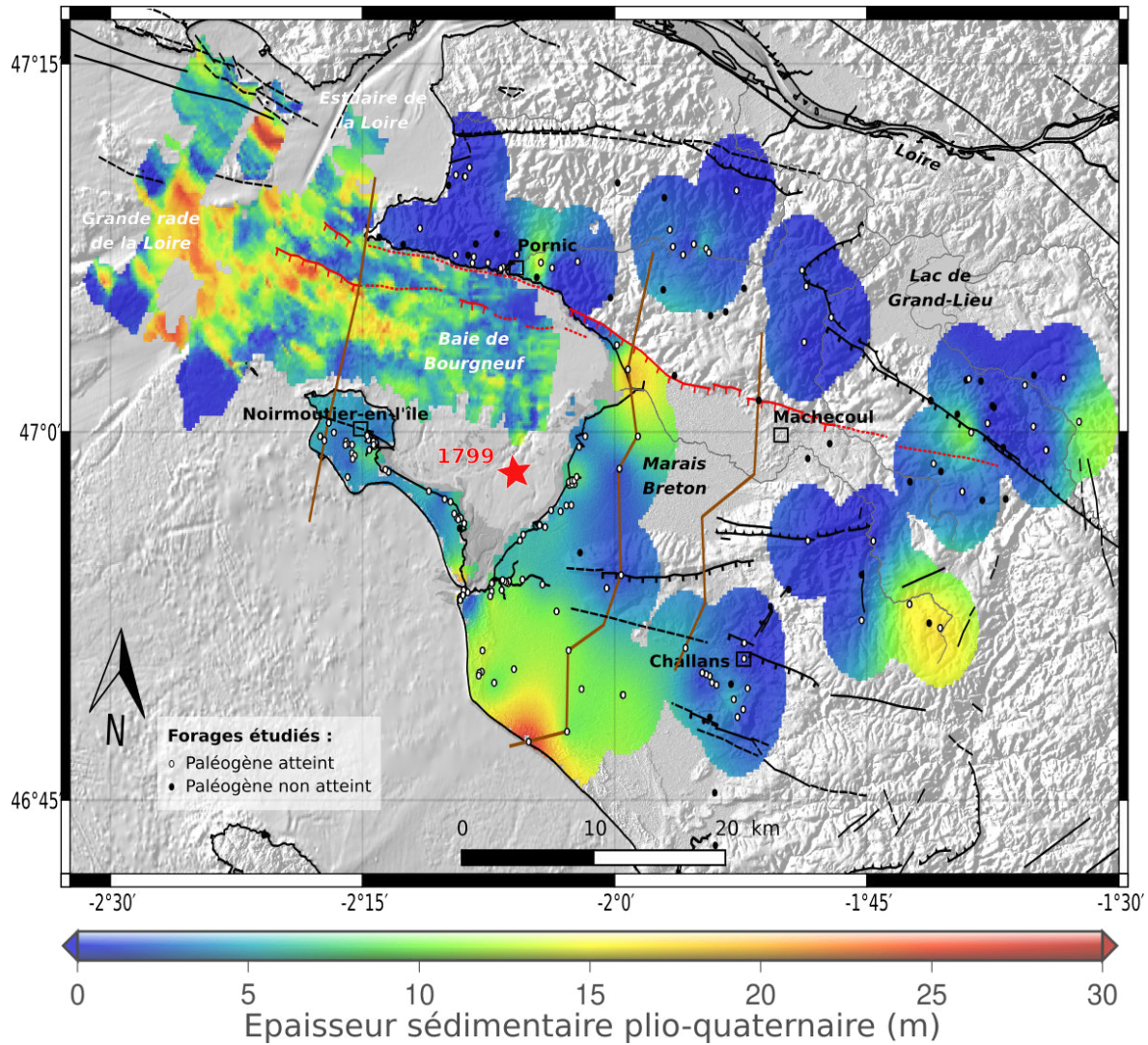


FIGURE 7.2 – Carte représentant le système de failles de Machecoul (en rouge) et les bassins du Marais Breton et de la Baie de Bourgneuf. Pour plus de lisibilité, seule une partie des données utilisées pour construire les trois coupes (traits bruns) illustrant la géométrie des bassins et l'architecture sédimentaire sont représentées : l'épaisseur du remplissage plio-quaternaire et les forages étudiés.

d'après les résultats de la modélisation effectuée (figs. 5.24 et 5.27). Le socle est situé à une quarantaine de mètres de profondeur à proximité de la faille de Machecoul puis s'enfoncé légèrement jusqu'à 45 m vers le sud alors que le toit de l'Eocène devient de plus en plus superficiel, impliquant une augmentation considérable de l'épaisseur des dépôts d'âge éocène. L'épaisseur des sédiments d'âge pliocène à quaternaire est ainsi deux fois plus importante au pied de la faille de Machecoul (18 m) que plus au sud (7 m, fig. 5.45), étant donné que l'Eocène affleure au cœur du Marais Breton au niveau de la ville de Bouin où l'anomalie gravimétrique est positive.

Au sud de Bouin, la structure en profondeur n'est malheureusement pas contrainte en l'absence de forages. Toutefois, on peut faire l'hypothèse d'un remplissage plio-quaternaire de faible épaisseur étant donné la présence de petits affleurements d'Eocène visibles sur les cartes géologiques (fig. 3.8). L'anomalie de Bouguer est cependant de nouveau négative jusqu'au nord de St-Gervais où elle redevient franchement positive (fig. 5.19), le socle y affleurant nettement et formant un relief d'une altitude similaire à celle du Pays de Retz. Nous proposons donc une faille normale à pendage vers le nord décalant le socle et contrôlant les dépôts éocènes dont l'amplitude ne peut toutefois pas être estimée à partir des informations dont nous disposons. La partie nord du Marais Breton pourrait ainsi correspondre à un bassin asymétrique encadré au nord et au sud par deux failles normales de pendage opposé, et duquel les dépôts Mésozoïques sont absents.

Au niveau de St-Gervais, le socle cristallin et l'Eocène affleurent (fig. 3.8) et deux forages nous permettent de placer l'Eocène jusqu'au moins 45 m de profondeur (fig. 7.3). L'anomalie de Bouguer est faiblement négative voire nulle. Une telle répartition en profondeur des dépôts éocènes au sein de deux affleurements de socle cristallin pourrait correspondre à un petit bassin contrôlé par deux failles normales à pendage opposé (fig. 7.3).

Dans la partie sud-ouest du Marais Breton, le socle cristallin est de manière générale plus profond qu'au nord-ouest (entre -39 à -45 m et -65 à -121 m respectivement, fig. 7.3). Etant à l'affleurement au sud de St-Gervais, il s'approfondit rapidement pour atteindre -65 m, ce qui pourrait indiquer la présence d'une autre faille normale à vergence sud-ouest, déjà proposée sur les cartes géologiques (fig. 3.8, en pointillés). Toutefois, le forage le plus proche étant situé à environ 4 km au sud-ouest de cette faille, nous ne disposons pas d'informations sur la géométrie du socle et des dépôts à proximité de cette faille. L'épaisseur des sédiments plio-quaternaires semble être plutôt stable puis augmente significativement à proximité du trait de côte. On pourra également noter la présence d'un relief assimilé aux dunes de St-Jean-de-Monts. L'épaisseur des sédiments éocènes est nettement plus importante qu'au nord-ouest du Marais Breton et comprise entre 60 et 85 m (fig. 7.3). La variation brutale de la profondeur du toit du socle ainsi que la présence de sédiments mésozoïques entre -95 et -121 m de profondeur sur le forage situé à quelques kilomètres de la côte à l'est de St-Jean-de-Monts, nous amènent à proposer l'existence d'une seconde faille en profondeur, syn-éocène et à pendage vers le sud-ouest également (fig. 7.3). Cependant, nous ne disposons pas d'indices permettant de la localiser précisément.

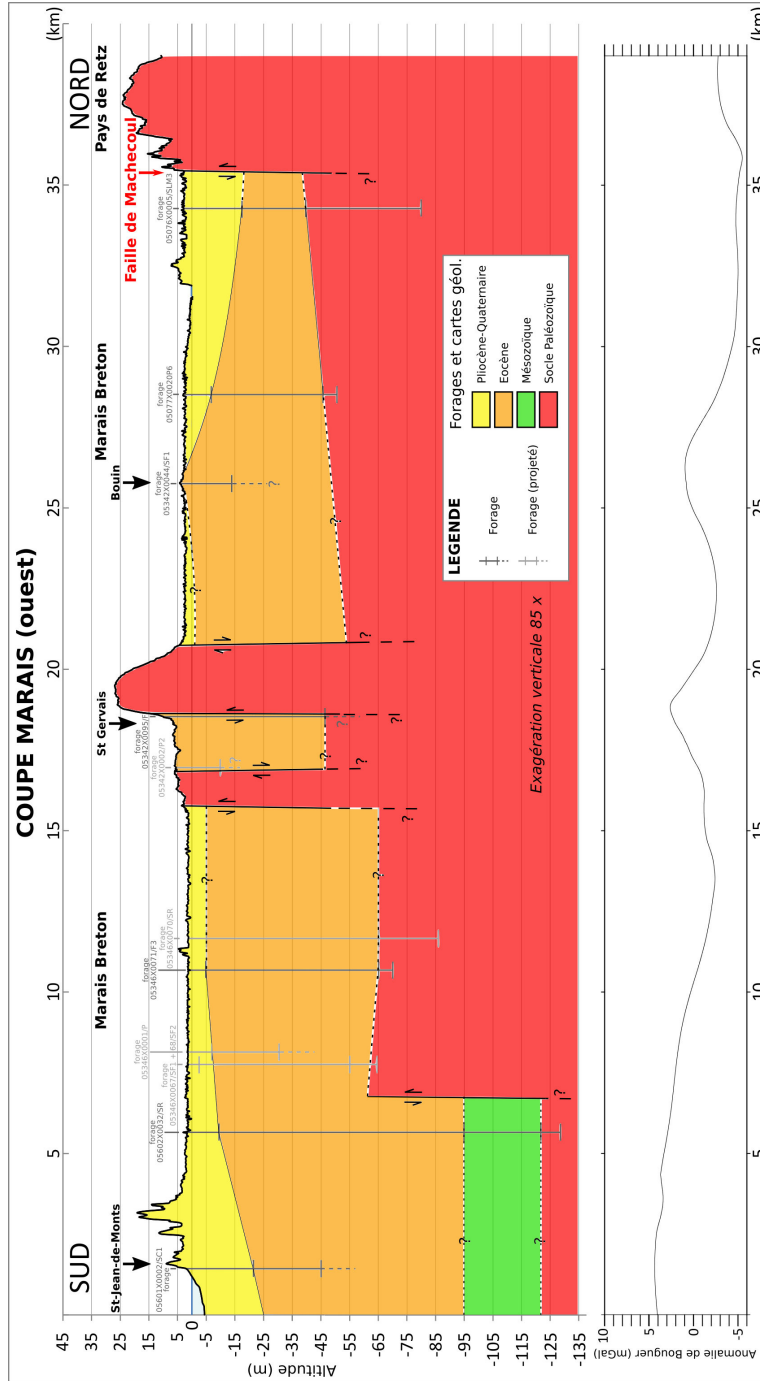


FIGURE 7.3 – Coupe géologique à travers la partie ouest du Marais Breton, depuis Bourgneuf-en-Retz au nord jusqu'à St-Jean-de-Monts au sud (fig. 7.2). La légende détaillée se situe dans le corps du texte.

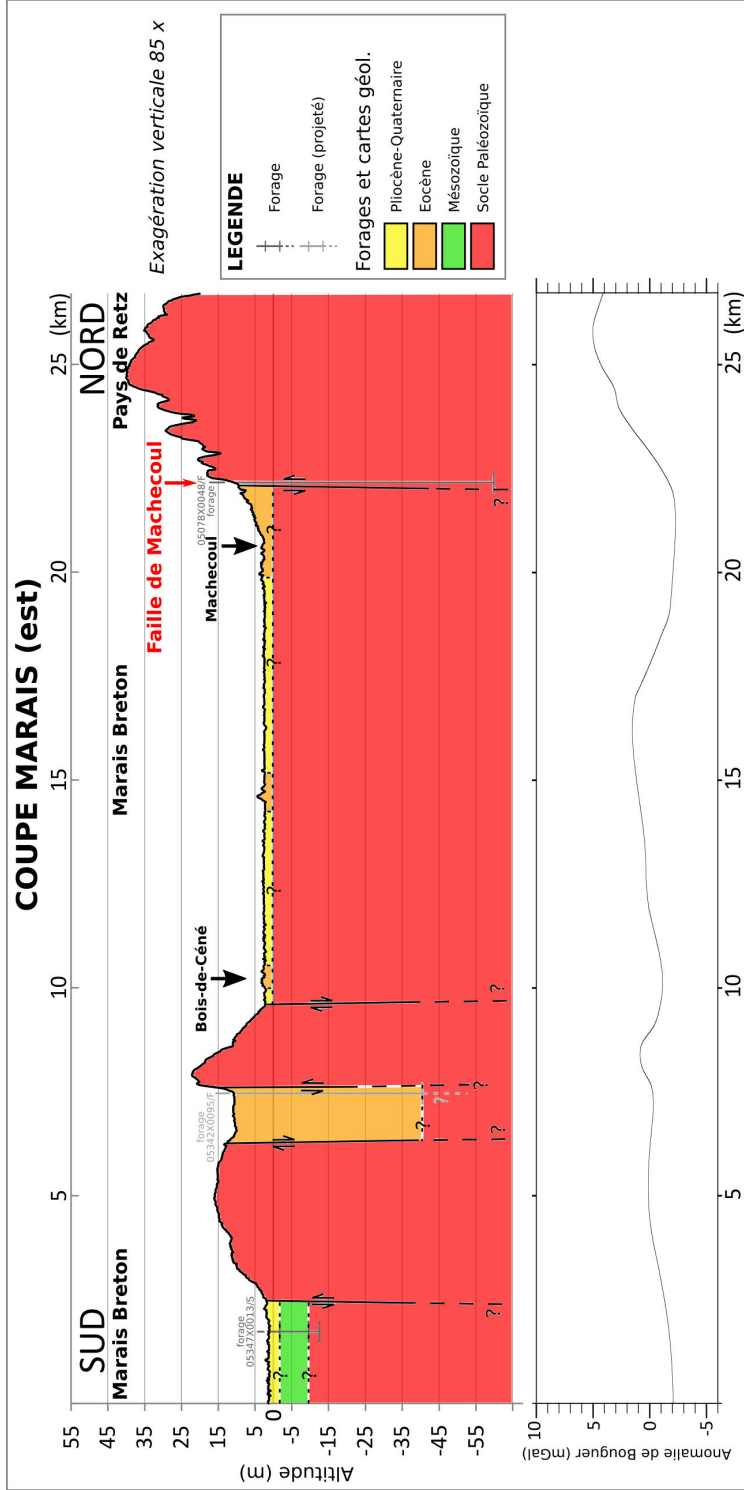


FIGURE 7.4 – Coupe géologique à travers le Marais Breton, dans la partie orientale au niveau de la ville de Machecoul (est, fig. 7.2). Dans la partie nord-est du Marais Breton, l'expression en surface de la faille de Machecoul s'atténue (figs. 4.2 et 4.5) et malgré l'absence de forages exploitables dans la zone (fig. 5.4), nous proposons une structure en profondeur différente de la partie nord-ouest du Marais Breton (fig. 7.3). En effet, l'Eocène y est affleurant sur de plus larges zones, notamment au niveau de la ville de Machecoul et plus localement au sud, ainsi que le socle cristallin à l'est du trait de coupe (fig. 3.8). L'anomalie de Bouguer à cet endroit est donc logiquement plus forte qu'au nord-ouest du Marais Breton et est proche de 0 mGal. Au sud du Bois-de-Céné, le socle cristallin et l'Eocène affleurent dans le prolongement de ce qui est observé au niveau de St-Gervais plus à l'ouest (fig. 3.8). En l'absence de forages à cet endroit, nous proposons une structure similaire à celle retrouvée plus à l'ouest (fig. 7.3). L'anomalie de Bouguer est faiblement positive. Dans la partie sud-est du Marais Breton, à l'ouest de Challans, le socle et les sédiments mésozoïques sont beaucoup plus superficiels (entre -10 et -3 m) et affleurent à l'est du trait de coupe. On remarquera toutefois l'absence de dépôts éocènes, malgré leur épaisseur conséquente à l'ouest (fig. 7.3).

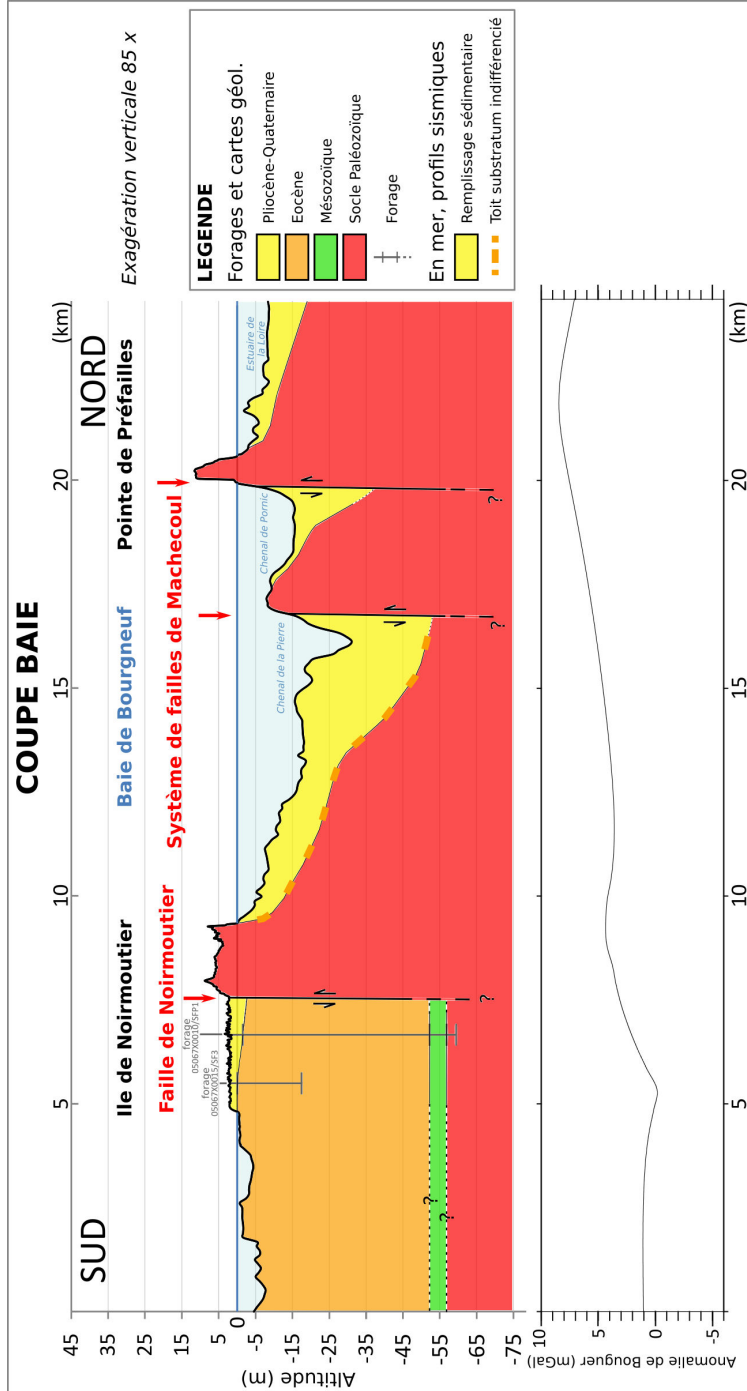


FIGURE 7.5 – Coupe géologique à travers la Baie de Bourgneuf, dans la partie occidentale au niveau de l'ouverture océanique de la baie entre la Pointe de Préfailles et l'île de Noirmoutier (fig. 7.2). Le toit du substratum indifférencié est indiqué en pointillés gras oranges étant donné l'incertitude de la différenciation des faciès acoustiques des profils sismiques (Us1, Us2a et Us2b, fig. 5.30) en raison de la faible visibilité en profondeur due à la faible hauteur d'eau et donc la présence du multiple du fond. En mer au niveau de l'ouverture océanique de la Baie de Bourgneuf, le système de failles de Machecou est composé de deux failles parallèles, affectant le socle cristallin d'après les faciès acoustiques déterminés à partir des profils sismiques. Le socle atteint ainsi au moins -35 m et -65 m dans la paléovallée situées au pied de chaque escarpement constitué des roches affleurantes et sub-affleurantes (le fond des paléovallées étant masqué par le multiple du fond, figs. 4.4 et 5.43). Dans la partie sud-ouest de la baie, le toit du socle cristallin devient de plus en plus superficiel jusqu'à former le faible relief de la partie nord de l'île de Noirmoutier. Au sud de la faille de Noirmoutier, un forage permet de le situer à environ 60 m de profondeur. Les dépôts éocènes sont très faiblement représentés dans la partie nord de la Baie de Bourgneuf d'après l'interprétation des profils sismiques. Deux forages localisés au sud de la faille de Noirmoutier sur l'île permettent toutefois de les placer en profondeur jusqu'à plus de 50 m. Une faible épaisseur de sédiments mésozoïques est également retrouvée (moins de 5 m). Ces résultats nous permettent de confirmer le pendage vers le sud de la faille de Noirmoutier. Toutefois, (1) l'acquisition de données de géophysique marine à l'est et au sud de la Baie étant impossible en raison de la très faible hauteur d'eau (fig. 5.10) et (2) aucun forage exploitable n'étant disponible (fig. 5.4), nous ne disposons pas d'informations sur la structure en profondeur dans ces zones de la Baie de Bourgneuf. Nous ne pouvons donc pas nous prononcer sur l'hypothèse d'un prolongement de la faille de Noirmoutier vers le sud-est en mer.

Héritage et activité tectonique à long terme

La faille de Machecoul fait donc partie d'un système de failles affectant l'ensemble du Marais Breton et de la Baie de Bourgneuf orientées WNW-ESE à W-E contrôlant plusieurs bassins à terre et en mer (fig. 7.1).

Dans toute la partie sud du Marais Breton les données indiquent une augmentation de la profondeur aussi bien du toit du socle cristallin que des sédiments mésozoïques et éocènes d'est en ouest. L'épaisseur du remplissage mésozoïque et éocène est plus importante vers l'ouest. Ainsi, d'après la répartition des dépôts, l'activité depuis le Mésozoïque et sans doute à l'Eocène des failles situées au sud du système (faille de Noirmoutier, et failles au nord et au sud de St Gervais) est très probable, avec un rejeu cumulé plus important à l'ouest qu'à l'est.

L'absence de dépôts d'âge mésozoïque dans les forages étudiés ne permet pas de se prononcer sur une activité de la faille de Machecoul à cette période. Cependant, la profondeur du toit du socle cristallin et de l'Eocène le long de la faille de Machecoul augmentant d'est en ouest dans toute la partie nord du Marais Breton, nous suspectons une activité de la faille à l'Eocène. L'interprétation des profils sismiques de la partie nord de la Baie de Bourgneuf suggèrent que les dépôts éocènes sont très faiblement représentés mais ils constituent les grands estrans du fond de baie (Roches de Bouin et Banc de la Vendette, fig. 5.7). Nous proposons donc également un jeu en ciseau est-ouest de la faille pour les segments en mer de la faille de Machecoul.

Activité néogène

Les terrains miocènes étant quasi-absents en Vendée littorale excepté très localement près de Challans (fig. 3.8), l'activité néogène a été étudiée à partir de la répartition du remplissage plio-quadernaire. En raison de la position côtière de la Vendée littorale, deux scénarios peuvent être possibles : (1) un contrôle par le climat et son impact sur les variations eustatiques, l'oscillation du niveau de base de plus d'une centaine de mètre depuis le dernier maximum glaciaire rendant possible un remplissage de paléotopographies pré-existantes, (2) un contrôle par l'activité tectonique locale, permettant la création d'un espace par soulèvement du compartiment inférieur et subsidence du compartiment supérieur et modifiant l'équilibre des processus d'érosion et sédimentation à proximité de l'escarpement.

La répartition des dépôts plio-quadernaires est contrainte de manière très hétérogène dans notre zone d'étude. Les dépocentres plio-quadernaires plus importants à l'ouest qu'à l'est dans l'ensemble du Marais Breton pourraient indiquer une augmentation du mouvement vertical de la faille vers l'ouest. Nous manquons toutefois d'éléments permettant de contraindre la géométrie de ces dépôts à proximité des failles du sud du système à terre (e.g. fig. 7.3 limites de couches supposées, en pointillés).

Pour la partie terrestre du système de failles de Machecoul, cette hypothèse de mouvement différentiel vertical est appuyée par les zones de captures mises en évidence dans les bassins versants mineurs drainant le bloc inférieur en faveur des drains du bloc supérieur (Marais Beton). Toutefois, les valeurs des indices morphométriques de ces bassins versants ne confirment pas cette tendance. L'analyse morphotectonique du compartiment inférieur de cette faille (Pays de Retz) a révélé que l'incision récente du relief est relativement homogène. Ceci semble incompatible avec un mouvement vertical différentiel latéralement à la faille (en ciseau) depuis la formation du relief, probablement au Pliocène d'après l'altitude homogène d'une quarantaine de mètres. Notre

zone d'étude correspondant à une région littorale, le niveau de base peut être associé à l'altitude du compartiment supérieur au pied de la faille et la quantité de relief disponible à l'érosion sera uniquement constituée par le soulèvement du compartiment inférieur (e.g. Strak, 2012). Au dernier maximum glaciaire, le niveau marin ayant atteint une cote de -100 à -150 m par rapport à l'actuel, le niveau de base était bien en dessous de l'actuel et les compartiments inférieurs et supérieurs ont probablement été soumis à un taux d'incision équivalent. La forte incision du cours d'eau épigénique du Tenu dans le bloc inférieur mais l'absence de perturbation de son profil en long lorsqu'il recoupe l'escarpement tectonique pourrait traduire un soulèvement du relief long terme lié à une très faible activité de la faille. Toutefois, l'influence des variations du niveau marin, sans intervention particulière de la tectonique, pourrait également être une explication. Nous ne disposons malheureusement pas de données nous permettant de déterminer avec certitude l'origine de cette variation d'incision.

Pour la partie maritime du système de failles de Machecoul, l'augmentation de l'épaisseur des dépocentres plio-quadernaires vers l'ouest est visible sur l'ensemble de la baie étant donné la bonne couverture de nos données de sismique réflexion (figs. 5.45 et 7.2). La morphologie du réseau de paléovallées est ancienne. Elle est clairement contrôlée par la tectonique du substratum indifférencié (socle cristallin et dépôts éocènes, fig. 5.30). Toutefois, l'enregistrement de la déformation et l'estimation du caractère syn-tectonique du remplissage sédimentaire dans la vallée principale à partir de nos données sont limités. En effet, les réflecteurs pentés localement préservés contre l'escarpement de faille (figs. 5.33, 5.35, 5.34) peuvent avoir différentes origines. Ils pourraient correspondre à des sédiments peu indurés formant des crochons liés au cisaillement à proximité de la faille. Cette hypothèse impliquerait (1) la présence de failles synthétiques et antithétiques que nous ne pouvons observer, notamment en raison de la présence du multiple au pied de l'escarpement et (2) une disposition horizontale initiale des dépôts ce que nous ne pouvons confirmer. Il est également difficile d'exclure une origine tidale de ces dépôts. En effet, la morphologie des fonds et l'impact des courants de marée a été mis en évidence par l'analyse de la polarité des figures sédimentaires imagées sur les données de bathymétrie haute-résolution (fig. 5.50). Des barres tidales anciennes auraient ainsi pu être préservées et réincisées, avant d'être recouvertes par d'autres dépôts plus récents.

7.3 L'activité sismique instrumentale et historique de la faille de Machecoul

Dans le zonage sismotectonique de l'IRSN, Baize et al. (2013) considèrent la faille de Machecoul comme une faille potentiellement active (fig. 3.16) en considérant uniquement un lien avec une sismicité instrumentale observée mais pas d'activité sismique historique, et ce malgré la présence de l'évènement historique majeur vendéen de 1799.

7.3.1 Est-ce que la faille de Machecoul est active ?

L'étude de la sismicité instrumentale récente de la Vendée littorale de juillet 2011 à octobre 2017 révèle une microsismicité répartie de façon diffuse dans le Marais Breton et le Pays de Retz (fig. 6.21). Le plus important des petits séismes localisés pendant cette période présente une magnitude M_L 3 et un hypocentre à environ 24 kilomètres de profondeur (n°57, annexe D.4). Il est

toutefois situé sur l'île de Noirmoutier, hors de notre réseau (fig. 6.21). A proximité de la faille de Machecoul, l'évènement le plus important a une magnitude M_L 2,8 et un hypocentre à une dizaine de kilomètres de profondeur (n°23, annexe D.4). Il fait partie d'un groupe temporel de 3 séismes localisés au sud de la faille de Machecoul dont les mécanismes au foyer ont pu être déterminés (figs. 6.26 et 6.27). Leur géométrie est en extension et de direction NE-SW, ce qui n'est pas toujours le cas dans le Marais Breton (Mazabraud et al., 2005). Toutefois, la faible couverture azimutale du Massif Armoricain de par sa situation littorale implique que les mécanismes au foyers soient peu contraints, rendant souvent les solutions normales et décrochantes équiprobables. Cette observation est toutefois en cohérence avec l'existence d'une activité quaternaire de la faille de Machecoul en extension proposée par Baize et al. (2002) sur la base d'observations de déformations sur le terrain (indice de la Bernerie-en-Retz, figs. 3.22 à 3.24). L'inversion des contraintes réalisées à partir de nos mécanismes au foyer indique qu'en Vendée littorale S_Hmax correspond à σ_1 ou σ_2 . Les directions de σ_1 et σ_2 présentent une variabilité mais celle de σ_3 semble bien contrainte. Elle est oblique perpendiculairement à la faille de Machecoul ce qui pourrait permettre un mouvement transtensif, à composante dextre. Ceci est cohérent avec le régime décrochant et normal auquel est soumis l'ouest de la France (σ_1 de direction NW), en lien avec la convergence des plaques africaine et eurasienne ainsi que l'expansion océanique au niveau de la ride médio-atlantique (Gölke and Coblenz, 1996; Mazabraud et al., 2005)

La profondeur des évènements varie de 5 à 30 km (fig. 6.24), ce qui n'est pas attendu pour la région où la profondeur sismogénique devrait plutôt se situer aux alentours de 12-15 km (Mazabraud et al., 2005; Perrot et al., 2005). Une grande partie des évènements s'y retrouvent bien, mais l'essai de Challans par exemple est localisé à 25 km de profondeur à partir du réseau VENDE (fig. 6.1). Nous avons toutefois discuté cette profondeur (fig. 6.22) et proposé de rattacher cet essai à l'évènement n°49 situé à une profondeur de $7,4 \text{ km} \pm 4,8 \text{ km}$ (fig. 6.21 et annexe D.4). Malgré cela, une dizaine d'évènements sont situés entre 20 et 30 km de profondeur. Des données de flux de chaleur et d'épaisseur du Moho existantes dans la région nous ont permis d'estimer les propriétés rhéologiques de la croûte afin de discuter la présence de ces séismes profonds intraplaques. L'estimation de l'épaisseur sismogène locale correspondante pourrait être compatible avec des évènements d'une telle gamme de profondeur dans ce contexte intraplaque.

7.3.2 Est-il possible de relier le séisme Vendéen de 1799 à la faille de Machecoul? Quelles perspectives?

La première hypothèse à propos de la structure mise en jeu lors du séisme vendéen de 1799 concernait la faille de Noirmoutier (Limasset et al., 1992). Toutefois, à partir la géométrie des bassins du Marais Breton et de la Baie de Bourgneuf déterminée dans ce travail cela ne semble pas être cohérent. L'hypothèse de prolongation de la faille de Noirmoutier au SE semble peu probable au vu de l'affleurement de l'Eocène dans l'ensemble des parties sud et est de la Baie (fig. 3.8). De plus, le pendage sud de la faille de Noirmoutier n'est pas compatible avec la position de l'épicentre macrosismique proposée dans la Baie de Bourgneuf, entre Barbâtre et Bouin par Baumont and Scotti (2011) d'un point de vue strictement géométrique.

La position de l'épicentre macrosismique utilisé dans toutes les estimations des couples ma-

gnitude - profondeur existants a été conservée d'étude en étude (Tab. 1.1). Cet épicentre macrosismique ne correspond pas nécessairement à l'épicentre instrumental du séisme. En effet, la zone mésoséismale de l'évènement de 1799 est située entre Bouin et Machecoul mais des effets de site particuliers sont probablement à prendre en considération étant donné la situation de Bouin au cœur du bassin sédimentaire du Marais Breton. La répartition des intensités les plus fortes pourrait donc influencer la position de l'épicentre macrosismique, qui n'est pas nécessairement identique à la position de l'épicentre vrai correspondant au point de la faille où la rupture s'est initiée.

D'autre part, les séismes précurseurs ou les répliques peuvent aussi renseigner sur l'extension de la faille à la rupture. Un séisme précurseur a été ressenti à Machecoul. Bien qu'un seul témoignage n'ait été recensé, il serait étonnant qu'un pré-choc de ressenti régional, quelques heures avant le choc principal, n'ait pas été reporté dans les chroniques. Il s'agit donc nécessairement d'un petit séisme local, situé en champ proche de Machecoul. L'épicentre du choc principal de 1799 pourrait se trouver à faible distance de ce choc précurseur, ce qui constitue un argument supplémentaire en faveur de l'occurrence du séisme de 1799 dans le Marais Breton à proximité de Machecoul. Ainsi, il y a tout lieu de penser que la structure potentiellement mise en jeu ait pu être la faille de Machecoul, bordière du Marais Breton.

La magnitude du séisme de 1799 est entachée de fortes incertitudes et se situe dans une large gamme de M_w *macro* comprises entre 5,41 et 6,64. Cette gamme de magnitudes associées nécessite la rupture d'un segment de 5 à 15 km de longueur. D'après la cartographie issue de notre travail, la faille de Machecoul est segmentée. Ces segments mesurent entre 2 et 12,5 km. L'évènement de 1799 pourrait avoir rompu un ou plusieurs de ces segments de faille. La probabilité qu'une rupture ait affecté la surface lors de l'évènement de 1799 est toutefois très faible si on considère une profondeur hypocentrale de 20-25 km comme celle des couples magnitude - profondeur macrosismiques. Elle est nettement plus élevée en considérant une profondeur d'une dizaine de kilomètres mise en jeu lors de l'essai sismique de "Challans" (2012) enregistré par le premier réseau temporaire déployé et dont nous avons discuté la localisation précédemment, ainsi que de celui de St-Cyr-en-Retz (2016) enregistré par notre réseau temporaire à proximité de Machecoul.

La profondeur macrosismique de 20-24 km pourrait être remise en question par la considération d'un épicentre à Machecoul ou le long de la faille éponyme. Ceci pourrait constituer une perspective court terme de mon travail, permettant de mieux cerner la probabilité de l'existence d'une rupture de surface. Un travail de terrain spécifique en néotectonique et paléosismologie, envisagé au début de cette thèse alors que les autres méthodes n'avaient pas été engagées, est une autre perspective de ce travail ayant pour objectif la caractérisation de la faille de Machecoul. En effet, il est nécessaire de mieux caractériser la déformation récente le long de cette faille. Dans un premier temps, la détermination de l'âge des terrasses marines à la Bernerie-en-Retz pourrait permettre de pré-dater la déformation relevée sur ce site et par là-même d'avoir une idée des vitesses minimum associées aux structures. Un prélèvement des sables / cailloutis sur ce site en vue de réaliser des datations OSL / ESR est envisagé. La datation systématique des terrasses marines pourrait permettre de mieux estimer les vitesses et taux de déformation en jeu aux bordures du Marais Breton.

Ainsi, malgré l'incertitude restante au sujet du potentiel de rupture de surface du séisme de 1799, notre travail apporte tout de même un faisceau d'indices permettant de relier cet évène-

ment historique à la faille de Machecoul, ce qui diffère des conclusions de Baize et al. (2013) et Jomard et al. (2017). Toutefois sa considération comme une faille potentiellement active dans le zonage sismotectonique métropolitain nécessiterait d'approfondir ces travaux afin d'estimer le temps de retour d'un évènement tel que celui de 1799, évènement historique de référence de par son ampleur, sa magnitude et par là même de ses conséquences dans une zone littorale de plus en plus peuplée.

7.4 Références

- Baize, S., Cushing, E. M., Lemeille, F., and Jomard, H. (2013). Updated seismotectonic zoning scheme of Metropolitan France, with reference to geologic and seismotectonic data. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 184(3) :225–259. 264, 267
- Baize, S., Cushing, M., Lemeille, F., Granier, T., Grellet, B., Carbon, D., Combes, P., and Hibschi, 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*, volume 175. Société géologique de France. 265
- Baumont, D. and Scotti, O. (2011). The French Parametric Earthquake Catalogue (FPEC) based on the best events of the SisFrance macroseismic database-version 1.1. Technical report, IRSN/DEI/2011-012. 265
- Gölke, M. and Coblenz, D. (1996). Origins of the European regional stress field. *Tectonophysics*, 266(1-4) :11–24. 265
- Jomard, H., Cushing, E. M., Palumbo, L., Baize, S., David, C., and 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(9) :1573–1584. 267
- Limasset, J.-C., Limasset, O., and Martin, J.-C. (1992). Histoire et étude des séismes. In *Annales de Bretagne et des pays de l'Ouest*, volume 99, pages 97–116. Persée-Portail des revues scientifiques en SHS. 265
- Mazabraud, Y., Béthoux, N., Guilbert, J., and Bellier, O. (2005). Evidence for short-scale stress field variations within intraplate central-western France. *Geophysical Journal International*, 160(1) :161–178. 265
- Perrot, J., Arroucau, P., Guilbert, J., Déverchère, J., Mazabraud, Y., Rolet, J., Mocquet, A., Mousseau, M., and 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(3) :935–950. 265
- Strak, V. (2012). *L'évolution du relief le long des escarpements de faille normale active : observations, modélisations expérimentales et numériques*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI. 264

Liste des figures

1.1	Première carte générale et particulière du royaume de France au 1/86 400 de Cassini : extrait de la carte n°131, du Département de la Loire Inférieure (1815). Les intensités macrosismiques du séisme historique de Bouin 1799 (SISFRANCE en échelle MSK-64; Scotti et al., 2004) en champ proche sont reportées. L'épicentre macrosismique de SISFRANCE est représenté par une étoile noire et son ellipse d'incertitude en pointillés noirs. Les cercles concentriques autour de Nantes sont de rayon proportionnel à la différence de temps entre les ondes S et P ($t_S - t_P$).	4
1.2	Carte des intensités macrosismiques du séisme historique de Bouin 1799 (SISFRANCE en échelle MSK-64; BRGM/EDF/IRSN, 2001). Les cercles de 25, 175, 275 et 400 km de rayon correspondent respectivement à l'étendue des zones d'intensités VII-VIII (en rouge), VI-VII (en orange), V-VI (en jaune) et IV-V (en vert).	5
1.3	En haut, cartes des intensités macrosismiques des séismes historiques de Bordeaux 1759 (à gauche) et de Coutances 1853 (SISFRANCE en échelle MSK-64; BRGM/EDF/IRSN, 2001). En bas, représentation des intensités macrosismiques en fonction de la distance, pour chaque évènement. Les couleurs correspondent aux qualités des témoignages : qualité A (intensité sûre) en vert, qualité B (intensité assez sûre) en orange, qualité C (intensité incertaine) en rouge).	7
1.4	En haut, cartes des intensités macrosismiques du séisme historique de Bouin 1799 (à gauche) et du séisme d'Oléron 1972 (SISFRANCE en échelle MSK-64; BRGM/EDF/IRSN, 2001)). En bas, représentation pour chaque évènement des intensités macrosismiques en fonction de la distance et selon un code couleur correspondant à la qualité des témoignages (SISFRANCE en échelle MSK-64; BRGM/EDF/IRSN, 2001) : qualité A (intensité sûre) en vert, qualité B (intensité assez sûre) en orange, qualité C (intensité incertaine) en rouge); ainsi que de l'enveloppe d'intensités correspondante (en orange pour Bouin 1799 et en vert pour Oléron 1972).	9
1.5	Illustration de la variabilité de l'estimation de la magnitude de l'évènement de Bouin 1799. La loi d'atténuation établie par Marin et al. (2004) en fonction de la distance épacentrale est représentée par les courbes pour des évènements de M_L égale à 5 (en gris) - 5,5 (en rouge) - 6 (en bleu) - 6,5 (en noir). Les enveloppes des intensités macrosismiques des séismes historiques de Bouin 1799 (en orange) et d'Oléron 1972 (en vert) sont également reportées sur le graphique (en échelle MSK-64 (BRGM/EDF/IRSN, 2001)).	11

1.6	Illustration de la rupture du séisme Vendéen de 1799, à partir des estimations de la profondeur de l'hypocentre et de la magnitude de moment macrosismique disponibles dans la littérature (Tab. 1.1). En vert, un évènement de magnitude $M \approx 6,6$ peut rompre en surface en mettant en jeu un segment de 15 km de longueur et 25 km de largeur. Le rapport de forme n'est pas respecté. En bleu, un évènement de magnitude $M \approx 6,8$, pour un segment de 30 km de longueur et 25 km de largeur. En rouge, un évènement de magnitude $M \approx 5,5$, pour un segment de 5 km de longueur et de largeur.	13
1.7	Carte des principales failles du Marais Breton modifiée d'après Limasset et al. (1992), avec la localisation de l'épicentre macrosismique SISFRANCE de l'évènement de 1799 (étoile rouge) et de son ellipse d'incertitude ainsi que la proposition de prolongation en mer vers l'est de la faille de Noirmoutier, et la faille de Machecoul bordière du Marais Breton.	16
2.1	Rhéologie de la lithosphère en domaine océanique et continental : impact de la charge et de la flexure sur la création de zones de faiblesses et du découplage entre la croûte supérieure et le manteau en domaine continental, d'après Burov and Diament (1996).	25
2.2	Rhéologie de la lithosphère associée au comportement sismogénique en domaine continental, d'après Burov and Diament (1996).	26
2.3	A gauche, profondeur de la transition fragile-ductile en fonction de la composition et du géotherme, modifié d'après Burov and Diament (1996). A droite, profondeur de la transition fragile-ductile calculée en fonction du flux de chaleur de la lithosphère, en déformation compressive et extensive, d'après Kusznir and Park (1984).	27
2.4	Classification dynamique des types de failles, avec les directions des contraintes principales. (A) faille normale, (B) faille décrochante et (C) faille inverse. D'après Anderson (1951).	28
2.5	Illustration des conditions de rupture et de glissement sur un plan préexistant, à partir du cercle et de l'enveloppe de Mohr. D'après Mercier et al. (2011).	28
2.6	Géométrie simplifiée d'une faille normale en 3D, en coupe et en vue planaire : plan principal (1), à la terminaison verticale duquel viennent se brancher des plans de faille secondaires (2), des structures en échelon et une zone de relais par des failles secondaires en terminaison latérale (3) . D'après Marchal et al. (2003).	29
2.7	A gauche, modèles illustrant la variation du déplacement sur un plan de faille (vue perpendiculaire à la surface des failles). En haut (a), le modèle de (Barnett et al., 1987; Walsh and Watterson, 1987) et en bas (b) pour une zone de faille segmentée avec interaction entre les segments. D'après Peacock (2002). A droite, illustration de la variation spatiale de la tendance de glissement (réactivation) sur un plan de faille réaliste. D'après Streit et al. (2005).	30
2.8	Schéma d'une faille représentant les termes zone de faille et zone de relais, le déplacement est représenté par la zone grisée sur la surface de glissement. D'après Childs et al. (2009). A droite, illustration de la variation spatiale de la tendance de glissement (réactivation) sur un plan de faille réaliste. D'après Streit et al. (2005).	31

2.9	Graphes illustrant les effet de la réactivation de failles normales : en failles inverses, le rejet diminue alors que la longueur de faille est stable ou augmente alors qu'une réactivation en régime décrochant augmente la longueur des failles tout en gardant un rejet constant. D'après Peacock (2002).	32
2.10	Déformation verticale de la surface de la croûte supérieure induite par le fonctionnement d'une faille normale lors du cycle sismique, d'après Strak (2012).	33
2.11	Blocs diagramme illustrant l'évolution tectono-sédimentaire en contexte extensif : en haut, en milieu continental (a) stade initial et b) de développement des interactions et connexions entre les failles ; en bas, en milieu côtier-marin (c) en bas niveau marin et d) en haut niveau marin), d'après Gawthorpe and Leeder (2000).	34
2.12	Blocs diagrammes illustrant la localisation des dépo-centres au niveau de l'interaction de deux segments de faille (zone relais) lors d'un épisode de réactivation : à gauche dans le cas d'un milieu homogène, à droite dans un milieu pré-fracturé, d'après Bellahsen (2002).	35
2.13	Schéma de l'évolution de la topographie lors d'un séisme sur une faille normale selon la nature du niveau de base, modifié d'après Strak (2012). (a) Vue en coupe du système à l'instant t. (b) Vue en coupe du système à l'instant t+1 après le séisme, dans le cas où le niveau de base est contrôlé par une rivière située sur le compartiment supérieur (hanging-wall), sous l'influence de la subsidence et du remplissage du bassin. (c) Vue en coupe du système à l'instant t+1 après le séisme, dans le cas où le niveau de base est contrôlé par l'altitude du pied de faille (ou le niveau marin ou un lac).	36
2.14	Activité sismique mondiale. 16 séismes majeurs intraplaques M>6 : dans les régions continentales stables (rouge) et les régions océaniques stables (blanc), d'après Calais et al. (2016).	37
2.15	Haut : Récurrence plus ou moins régulière du cycle sismique par variation du taux de chargement des contraintes et de la résistance de la faille au cours du temps en contexte de frontières de plaques. Bas : Dans le cas des SCR, l'accumulation des contraintes se faisant beaucoup plus lentement, l'échelle de temps à prendre en considération pour observer une éventuelle récurrence du cycle sismique est plus longue. La rupture sera plutôt déclenchée par une diminution de la résistance de la faille (en noir, e.g. une augmentation de la pression de pore des fluides dans la profondeur sismogénique) ou une perturbation transitoire des contraintes (en bleu, e.g. suite à une variation de la charge sédimentaire ou des conditions hydrologiques à proximité de la structure). D'après Calais et al. (2016).	38
3.1	Carte géologique du Massif Armoricaïn au 1/1 000 000ème d'après Chantraine et al. (1996) et Bessin (2014).	48
3.2	Carte synthétique du Massif Armoricaïn, représentant les différents domaines structuraux (LD, NAD, CAD et SAD), limités par les couloirs de cisaillement ductile d'âge Carbonifère supérieur (CNA et CSA, qui se divise à l'est en 2 branches CSAn et CSAs) d'après (Ballevre et al., 2013)	49
3.3	Carte géologique simplifiée du Massif Armoricaïn, représentant les principales structures cassantes, modifiée d'après Chantraine et al. (1996).	50

3.4 Bassins éocènes de Toulven et Concarneau, issus du rejeu des accidents Kerforne (KF) (modifiée d'après Raimbault, 2017; Chantraine et al., 1996; Béchenec et al., 1997, 1999).	52
3.5 Bassins éocènes de Saffré et Nort/Erdre, issus du rejeu des accidents Kerforne (KF), d'après Borne et al. (1991)	55
3.6 Evolution du cordon dunaire et de la ligne de rivage (A à F) au niveau des Moutiers-en-Retz, d'après Mounès (1974).	56
3.7 Cadre de la zone d'étude.	56
3.8 Carte géologique simplifiée du Marais Breton et de la Baie de Bourgneuf.	58
3.9 Coupe N-S située à l'Ouest de St-Cyr-en-Retz au lieu-dit de La Grande Touche, d'après Gautier (1969).	60
3.10 Mouvements verticaux du Massif Armoricaïn (en mm/an) issus de données de nivellement, d'après Lenôtre et al. (1999).	61
3.11 Vitesses verticales (à gauche) et horizontales (à droite) issues de données GPS en France, d'après Nguyen et al. (2016).	62
3.12 Exemples de modélisations des mouvements verticaux induits par le réajustement isostasique post-glaciaire en Europe de l'Ouest, d'après Serpelloni et al. (2013) . . .	62
3.13 Sismicité instrumentale de la France (1962-2017), d'après le catalogue SI-Hex (1962-2009), et les catalogues du LDG (2010-2017). Les magnitudes représentées sont les magnitudes $M_{wSI-Hex}$ issues du catalogue SI-Hex pour les événements de 1962 à 2009, et d'une conversion des magnitudes M_{L-LDG} pour les événements de 2010 à 2017 calculée à partir des lois d'équivalences de Cara et al. (2015).	63
3.14 Sismicité instrumentale de la France (1962-2017), d'après le catalogue SI-Hex (1962-2009) (Cara et al., 2015) et le catalogue du LDG (2010-2017), dans notre zone d'étude du Marais Breton et de la Baie de Bourgneuf (Vendée littorale).	65
3.15 Sismicité historique de la France (avant 1962), d'après le catalogue SISFRANCE (Scotti et al., 2004). Les événements sont représentés en fonction de la valeur de l'intensité épiscopentrale associée (I_0) exprimée suivant l'échelle MSK-64 (Medvedev et al., 1967).	66
3.16 Carte du zonage sismotectonique de l'IRSN et des structures néotectoniques et failles actives potentielles, modifiée d'après Baize et al. (2013). Les limites de zones sont classées selon leur pertinence à séparer des régions aux potentiels sismotectoniques différents : de 1 (les plus fiables) jusqu'à 4 (les plus discutables). L'erreur de localisation des zones limites est également indiquée (valeur de part et d'autre). Les failles actives potentielles sont classées selon un index de robustesse : A failles actives démontrées, B failles actives probables, C failles peu vraisemblablement actives. Les étoiles représentent les séismes historiques significatifs.	67
3.17 Zonage sismique français entré en vigueur à compter du 1er mai 2011. Les limites ainsi que les failles majeures du Massif Armoricaïn sont indiquées en noir, et les points noirs correspondent aux séismes historiques d'intensité épiscopentrale supérieure à VII dont fait partie le séisme vendéen du 25 janvier 1799, modifiée d'après Haugmard (2016).	68
3.18 Localisation et coordonnées des indices néotectoniques répertoriés dans ce travail.	69

3.19	Figures illustrant l'indice du Redois. En haut, schéma descriptif de la zone. Au centre, profil de la côte et de l'estran rocheux. En bas, dessin de la zone d'après une photographie. Modifiées d'après Gautier (1970).	70
3.20	Figures illustrant l'indice de la Pointe de Préfailles. En haut, schéma descriptif de la zone. En bas, dessin de la zone d'après une photographie (pentes tectoniques, flèches rouges). Modifiées d'après Gautier (1970).	71
3.21	Photos aériennes de drone prises sur le terrain (12/06/2018) de la Pointe de Préfailles et illustrant les observations géomorphologiques de Gautier (1970).	73
3.22	Coupe N-S de l'affleurement des falaises de la Bernerie-en-Retz, modifiée d'après Baize et al. (2002).	75
3.23	Vues actuelles de l'affleurement de la Bernerie-en-Retz et correspondance avec les photos de la figure de Baize et al. (2002).	76
3.24	Zooms sur l'affleurement (b.) de la photo (a.) fig. 3.23. Petites failles et joints observables dans les sables et décalant à deux endroits le lit de galets correspondant à la surface de contact socle/sables.	77
3.25	En haut, représentation du bassin versant du Gesvres (en bleu), et des cours de l'Hocmard, de l'Erdre et du Rupt. Au centre, coupe représentant les accidents tectoniques dans la nappe alluviale ancienne de la carrière de la Barre. En bas, coupe illustrant la déformation du paléolit de Gesvres. Modifiées d'après Bousquet and Sellier (1975).	79
3.26	Localisation des indices n° 5, 6 et 7 sur fond des cartes géologiques au 50 000e (fig. 3.18 pour le contexte régional). Les cadres rouges représentent les zones illustrées dans nos photos aériennes de drone prises sur le terrain (12/06/2018) (figs. 3.27 et 3.28).	80
3.27	En haut, localisation et contexte géologique du bassin de la Marnière (lieu dit de la Limouzinière), modifiée d'après Chevalier and Delanoë (1989). En bas, vue aérienne actuelle (photo de drone prise sur le terrain le 12/06/2018)	82
3.28	En haut, localisation des 3 bassins (en bleu) et du complexe sédimentaire de Corcouésur-Logne. La cluse de la Logne est indiquée par le rond bleu et les "accidents longitudinaux N130 et transversaux N50 et N160" en rose. Modifiée d'après Chevalier et al. (1989b). En bas, photos aériennes de drone prises sur le terrain (12/06/2018) de la Migrierie (a et b), et de l'emplacement supposé de l'accident de Ste-Pazanne (c). Des repères sont indiqués entre la carte et les photos (routes en jaune et orange).	84
3.29	Localisation des profils géophysiques (radiomagnétotelluriques RMT et électromagnétiques EM34) et des sondages dans le couloir le Maupas - les Etangs. Modifiée d'après Chevalier et al. (1989a).	85
3.30	Carte de la BDFA à l'échelle de la France métropolitaine et zoom sur la Vendée (Google Earth .kml), modifiée d'après Jomard et al. (2017). Les couleurs des classifications des failles sont identiques, sauf pour la classe "undetermined" en brun sur la carte et bleu sur le zoom.	87
4.1	Localisation et schéma géomorphologique de la zone d'étude en Vendée littorale. Le tracé de la faille de Machecoul proposé ici s'appuie sur nos résultats (voir figs. 4.5 et 4.6). Les flèches noires représentent l'inclinaison des revers. Modifié d'après Sellier (2015).	99

4.2	Compilation et visualisation en ombrage des données existantes à terre et en mer dans la région (à terre, produit RGEALTI résolution 5 m et en mer produit HOMONIM résolution 100 m), ainsi que des données de bathymétrie HR (résolution 2 m), localisées par les encadrés bleus a et b. Encadrés verts : zones d'intérêt A, B et C. Traits multicolores : profils topographiques, numérotés de 1 à 9 (à terre) et 10 à 16 (en mer) d'ouest en est (voir figs. 4.5 et 4.6 pour les hauteurs maximum de l'escarpement). Points gris (1 à 3) : prises de vues des photos de la figure 4.3. Système de failles de Machecoul (en rouge) : tracé certain (traits pleins) et tracé supposé (pointillés). En noir, au nord l'accident de St Père-en-Retz et à l'est l'accident de Ste Pazanne - Les Essarts.	100
4.3	(A) Vue panoramique vers le SW prise depuis le relief du mur de la faille de Machecoul, à Fresnay-en-Retz, au point 1 (zone B et profil n°5 figs. 4.2 et 4.5). Photos aériennes : (B) vue vers l'est depuis le lieu-dit de la Huchepie, au point 2 (zone B et profils n°5 et 6 figs. 4.2 et 4.5), (C) vue vers le sud, prise au point 2, (D) vue vers l'ouest également prise au point 2, (E) vue vers l'ouest et la Baie de Bourgneuf, depuis le point 3 (profil n°6 figs. 4.2 et 4.5). Les champs roses (B et E) et rouges (D et E) permettent de situer les photos les unes par rapport aux autres.	101
4.4	Carte morphobathymétrique représentant les données acquises durant la campagne RETZ2 ainsi que les données antérieures POPCORE 2016 (résolution 2 m, voir Chap. 6, 2e partie pour la présentation des campagnes et la description des travaux d'acquisition et de traitement des données de bathymétrie HR). En fond, la bathymétrie de l'ensemble de la Baie de Bourgneuf (HOMONIM résolution 100 m).	102
4.5	Profils topographiques dans la partie terrestre de la faille de Machecoul, numérotés de 1 à 9 d'ouest en est et situés sur la carte 4.2. La hauteur maximale de l'escarpement pour chaque profil est indiquée (H max).	103
4.6	Profils topographiques dans la partie maritime de la faille de Machecoul, numérotés de 10 à 16 d'ouest en est et situés sur la carte 4.2. La hauteur maximale de l'escarpement pour chaque profil est indiquée (H max). L'aspect plus bruité des profils n° 10, 11, 12 et 14 s'explique par la différence de résolution entre notre bathymétrie (résolution 2 m) et la bathymétrie de l'ensemble de la Baie de Bourgneuf (résolution 100 m).	104
4.7	Représentation le long d'un profil topographique quelconque (en vert) des surfaces enveloppe (en pointillés) et sub-enveloppe (en tirets) calculées, afin d'obtenir le relief résiduel (différence entre la surface enveloppe et sub-enveloppe) et l'incision (différence entre la surface enveloppe et la topographie actuelle). L'interpolation nécessaire lors de la création des surfaces enveloppe et sub-enveloppe induit parfois un recoupement de ces surfaces avec la topographie actuelle (encadrés roses). . . .	108
4.8	Réseau de drainage de la zone d'étude. Les principaux cours d'eau et leurs bassins versants (pointillés noirs), ainsi que le lac de Grand-Lieu (en bleu) sont représentés. Le Tenu (en bleu) et la Blanche (en blanc) sont des affluents de l'Acheneau, leurs bassins versants ne sont donc pas présentés. Le tracé supposé de la faille de Machecoul (en rouge) et les bassins versants étudiés (en gris) sont également représentés. . . .	110

4.9	Zone de capture (encadré rouge) entre le Falleron (en brun) et le Tenu (en bleu). Le sens d'écoulement des cours d'eau est indiqué par les flèches. L'ancien lit du Falleron est représenté en rouge, la vallée sèche actuelle en pointillés rouges.	111
4.10	Carte représentant le bassins versant du Tenu, actuellement (pointillés noirs) et avant la capture du Falleron par le cours d'eau drainant le Marais Breton (pointillés noirs et bleus).	112
4.11	Profil en long du Tenu et de l'Acheneau. Les couleurs correspondent aux 5 segments de drain (graphique et carte), les triangles noirs aux seuils dus à une confluence (C) et/ou un changement de lithologie (L). Sur la carte, les limites des bassins versants sont en pointillés noirs (en gras, le bassin versant correspondant au profil en long), les autres cours d'eau sont en noir, sur fond de compilation des cartes géologiques au 50000 ^{ème}	113
4.12	Profils enveloppe topographiques du Pays de Retz (encadré rose). Les valeurs minimum (en vert), moyenne (en bleu) et maximum (en rouge) sont représentées en chaque point du profil selon la distance le long du profil.	114
4.13	Représentation du relief résiduel (en haut) et de l'incision (en bas) du Pays de Retz et du Marais Breton. Le fond de carte correspond à l'ombrage du MNT RGEALTI 10M utilisé.	115
4.14	Carte représentant les 6 bassins versants (BV) étudiés, A à F d'ouest en est (en gris), sur fond de carte géologique au 50 000 ème. Leur réseau de drainage (d'après l'ordre de la classification de Strahler), les zones de captures identifiées (encadrés rouge), le Tenu (en bleu), le Falleron (en brun) et la Blanche (en blanc), ainsi que les lignes de partage des eaux (pointillés noirs) sont représentés.	116
4.15	Organisation du réseau de drainage et des bassins versants (pointillés bleus) avant la perte du Falleron par le Tenu et les captures mises en évidence dans les bassins versants (encadrés rouges).	117
4.16	Indices morphométriques calculés pour les 6 bassins versants étudiés situés au nord de la faille de Machecoul (fig. 4.14). Couleurs selon les valeurs des indices (rouge foncé, valeur maximale de l'indice et bleu foncé, valeur minimale), sauf pour la colonne lithologie dont les couleurs correspondent à celles de la carte géologique (fig. 4.14).	118
4.17	Courbes hypsométriques des bassins versants A à F (fig. 4.14 en gris). Les valeurs des intégrales hypsométriques de chaque bassin sont reportées dans le tableau de la figure 4.16.	119
5.1	Distribution de l'anomalie à l'air libre (en mGal) calculée par le BGI, à l'échelle de la Vendée littorale et de la Loire-Atlantique. Les points de mesure sont représentés en petits ronds noirs à terre et en mer. Un léger masque blanc a été appliqué sur l'interpolation en mer, étant donné le faible nombre de données et donc la grande incertitude dans cette zone.	131

5.2	Distribution de l'anomalie de Bouguer complète calculée (en mGal) à partir de l'anomalie air libre fournie par le BGI, à l'échelle de la Vendée littorale et de la Loire-Atlantique. Les points de mesure sont représentés en petits ronds noirs à terre. Un léger masque blanc a été appliqué sur l'interpolation en mer, étant donné le faible nombre de données et donc la grande incertitude dans cette zone.	133
5.3	Représentation de l'ensemble des forages disponibles dans la BSS dans notre zone d'étude (en brun), sur fond d'ombrage MNT.	135
5.4	Représentation des forages sélectionnés pour cette étude à partir de la BSS (190, en gris), sur fond d'ombrage MNT.	135
5.5	Méthodologie appliquée au traitement des données de forages de la BSS utilisées dans cette étude (190).	136
5.6	Historique des campagnes océanographiques de la Baie de Bourgneuf : ST-NAZAIRE 1973 (en vert) et 1974 (en noir), GEOLOIRE 2003 (en rouge) et POPCORE 2016 (en bleu), antérieures à cette étude.	140
5.7	Carte morphobathymétrique de la Grande rade de la Loire et de la Baie de Bourgneuf, à partir du produit HOMONIM (résolution 100 m), et du relief du Marais Breton et Pays de Retz, à partir du produit RGEALTI (résolution 5 m).	141
5.8	Carte de l'épaisseur du remplissage sédimentaire du réseau de paléovallées de la Loire, d'après Menier et al. (2014).	142
5.9	Répartition des sédiments superficiels de la Grande rade de la Loire et de la Baie de Bourgneuf, modifiée d'après Lesueur and Klingébiel (1986). Les boîtes de bathymétrie des campagnes RETZ2 et POPCORE 2016, ainsi que le tracé des lignes sismiques sont représentées.	143
5.10	Campagnes RETZ1 2016 (profils de sismique réflexion HR et THR en noir) et RETZ2 2017 (profils de sismique réflexion HR et THR en brun et boîtes de bathymétries HR en bleu).	145
5.11	La V/O Haliotis de l'IFREMER.	146
5.12	Disposition des antennes du sonar latéral interférométrique Geoswath 250 kHz, de part et d'autre de la coque de la V/R Haliotis de l'IFREMER.	146
5.13	Principe de fonctionnement du sonar latéral interférométrique : émission d'une onde acoustique depuis une des deux antennes. Les paramètres mesurés par l'antenne lors de la réception pour chaque échantillon temporel de 20 ms sont l'angle d'incidence (θ) et la distance oblique (R), desquels on peut déduire la profondeur (P) et la distance latérale (D).	147
5.14	Schéma d'acquisition de la sismique réflexion haute résolution sparker.	149
5.15	Traitement et visualisation des données de bathymétrie.	151
5.16	Schéma illustrant le principe de calcul de la marée GPS, à partir des données altimétriques du GPS RTK de l'Haliotis (ZGPS). ZH correspond à l'écart vertical entre le zéro hydrographique (niveau des plus basses mers) et le zéro de l'IGN69.	152
5.17	Illustration du filtrage automatique du module Filtri (fig. 5.15) : (a) validation des sondes par triangulation de Delaunay, (b) détermination des sondes proches de la sonde considérée, (c) détermination de la zone limite permettant l'exclusion/la validation des sondes.	153
5.18	Exemple de profils bruts de sismique Sparker et CHIRP sur la même zone (RETZ1).	154

5.19	En haut, distribution de l'anomalie de Bouguer complète calculée (en mGal) à partir de l'anomalie air libre fournie par le BGI, à l'échelle de la Vendée littorale et de la Loire-Atlantique. En bas, zoom sur la faille de Machecoul, avec une échelle de couleurs adaptée. Les points de mesure sont représentés en petits ronds noirs à terre. Un léger masque blanc a été appliqué sur l'interpolation en mer, étant donné le faible nombre de données.	160
5.20	Filtrages de l'anomalie de Bouguer complète à 25, 20, 10 et 5 km de longueur d'onde, à l'échelle de la Vendée littorale et Loire-Atlantique. L'échelle de couleur est différente des figures précédentes et varie en haut et en bas sur cette figure. Un léger masque blanc a été appliqué sur l'interpolation en mer, étant donné le faible nombre de données.	161
5.21	Filtrages de l'anomalie de Bouguer complète à 25, 20, 10 et 5 km de longueur d'onde, à l'échelle du zoom au niveau de la faille de Machecoul. L'échelle de couleur est différente des figures précédentes et varie en haut et en bas sur cette figure. Un léger masque blanc a été appliqué sur l'interpolation en mer, étant donné le faible nombre de données.	162
5.22	Carte géologique simplifiée de la zone correspondant au zoom sur la faille de Machecoul (figs. 5.2 2 en bas et 5.21).	163
5.23	Niveau repère « toit du substratum ». En haut, représentation des profondeurs relevées (112 au total, couleurs selon la profondeur); toutefois le socle cristallin n'est pas toujours atteint dans les ouvrages (78, en gris). En bas, interpolation de la surface sur fond d'ombrage MNT à partir des relevés. Le tracé de la faille de Machecoul est représenté à terre et en mer en rouge.	165
5.24	Carte de l'anomalie de Bouguer complète non filtrée. Les forages de la BSS étudiés sont représentés par les ronds noirs. Le forage de la BSS (05076X0005/SLM3, n°2 rond rouge) utilisé pour construire le modèle ainsi que la localisation du profil (courbe noire et points de mesure projetés, fig. 5.27). Les points de mesure du BGI sont représentés en petits ronds noirs.	166
5.25	Schéma des quatre forages de la BSS localisés à proximité de la faille de Machecoul.	166
5.26	Modèle 2D représentant la structure des 50 premiers kilomètres du sous-sol dans la zone considérée (voir profil fig. 5.24, le long du profil en rouge). Les profondeurs et densités des couches ont été estimées à partir du forage 05076X0005/SLM3, de la BSS (fig. 5.24 n°2, rond rouge).	168
5.27	Représentation de l'anomalie de Bouguer observée (ronds noirs, fig. 5.24 encadré rosé correspondant à la projection des points de mesures sur 1 km de part et d'autre du profil) et interpolée sur l'ensemble de la zone, le long du profil (courbe noire et fig. 5.24). Les points rouges correspondent à la réponse gravimétrique du modèle (fig. 5.26) le long de ce même profil. La rupture topographique liée à la faille de Machecoul est représentée par la flèche noire.	168

5.28 Proposition de profils de gravimétrie et topographie (A à F) à réaliser afin de compléter le jeu de données existant (BGI) et mieux contraindre la continuité de la structure en sub-surface et les épaisseurs sédimentaires au pied de la faille de Machecoul. Les triangles gris correspondent aux stations sismologiques du réseau MACHE, déployées dans cette thèse, dont les données pourraient être utilisées pour réaliser une étude du bruit sismique H/V dans le même but. Des profils de micro-gravimétrie pourraient également être réalisés (A à F) mais plus courts et localisés sur l'escarpement afin d'étudier si les sédiments en pied de faille sont déformés par un jeu tectonique récent.	170
5.29 Profils sismiques des campagnes RETZ1 et RETZ2, représentatifs de la variabilité rencontrée depuis le fond de la BB à l'estuaire et la Grande rade de la Loire, sélectionnés et présentés dans ce manuscrit (figs. 5.31 à 5.39).	172
5.30 Caractéristiques des faciès des différentes unités sismiques observées sur les données sparker des campagnes RETZ1 et 2 (figs. 5.31 à 5.39).	173
5.31 Profil sismique RETZ2 55 (partie 1) : données traitées (sparker et CHIRP) et interprétation (Fig 5.29).	176
5.32 Profil sismique RETZ2 55 (partie 2) : données traitées (sparker et CHIRP) et interprétation (Fig 5.29).	177
5.33 Profil sismique RETZ2 44 : données traitées (sparker et CHIRP) et interprétation (Fig 5.29).	179
5.34 Profil sismique RETZ1 12 002 : données traitées (sparker et CHIRP) et interprétation (Fig 5.29).	180
5.35 Profil sismique RETZ2 76 : données traitées (sparker et CHIRP) et interprétation (Fig 5.29).	181
5.36 Profil sismique RETZ2 31 : données traitées (sparker et CHIRP) et interprétation (Fig 5.29).	182
5.37 Profil sismique RETZ1 9 002 : données traitées (sparker et CHIRP) et interprétation (Fig 5.29).	184
5.38 Profil sismique RETZ2 87 : données traitées (sparker et CHIRP) et interprétation (Fig 5.29).	186
5.39 Profil sismique RETZ2 85 : données traitées (sparker et CHIRP) et interprétation (Fig 5.29).	187
5.40 Exemple de profil sismique obtenu avec l'IKB Seistec dans moins de 2 m d'eau par Chaumillon et al. (2003) sur l'estran oriental de la Baie de Marennes-Oléron. Le multiple primaire dans l'eau est quasiment invisible et l'enregistrement sédimentaire est exploitable jusqu'à 30 ms TWT.	190
5.41 Niveau repère « toit du Paléogène ». En haut, représentation des profondeurs relevées (147 au total : socle cristallin à l'affleurement (37, en rouge), Mésozoïque (7, en vert) et Eocène (indifférencié (1), Lutétien (101) et Bartonien (1), oranges)); toutefois lorsque les dépôts sommitaux sont datés « Paléogène à quaternaire », la distinction n'est pas possible (43, en gris). En bas, interpolation de la surface sur fond d'ombrage MNT à partir des relevés. Le tracé de la faille de Machecoul est représenté à terre et en mer en rouge.	192

5.42	Représentation de l'épaisseur sédimentaire néogène à quaternaire à terre obtenue à partir de la soustraction des grilles de l'altitude du sondage (ZSOL) (Annexe C.2) et du toit du Paléogène (fig. 5.41 en bas), sur fond d'ombrage MNT à partir des relevés. Le tracé de la faille de Machecoul est représenté à terre et en mer en rouge.	193
5.43	Interpolation de la surface correspondant au niveau repère " toit du socle indifférencié ", à partir des pointés des profils de sismique réflexion des campagnes RETZ1 et 2. Le tracé de la faille de Machecoul est précisé en rouge.	195
5.44	Représentation de l'épaisseur sédimentaire néogène à quaternaire en mer obtenue à partir de la soustraction des grilles de l'altitude du fond (Annexe C.3) et du toit du socle indifférencié (fig. 5.43), sur fond d'ombrage MNT à partir des pointés des profils de sismique réflexion des campagnes RETZ1 et 2. Le tracé de la faille de Machecoul est représenté à terre et en mer en rouge.	197
5.45	Représentation de l'épaisseur sédimentaire néogène à quaternaire à terre et en mer, obtenues à partir des données de forages de la BSS et des profils de sismique réflexion des campagnes RETZ1 et RETZ2, sur fond d'ombrage MNT.	198
5.46	Carte morphobathymétrique (ombrage et bathymétrie) des zones de bathymétrie haute résolution (2m) acquises lors de la campagne RETZ2, fusionnées avec les données de la campagne POPCORE 2016. En fond de carte, ombrages du produit HOMO-NIM (résolution de 100m) et à terre du produit BDALTI 25m. En bas, visualisation de la boîte de bathymétrie RETZ2 zone a en 3D.	200
5.47	Zoom A, de la carte morphobathymétrique (fig. 5.46), dans le prolongement de la pointe de Préfailles. Visualisation en carte et en 3D. La coupe bathymétrique (a) représente les sillons érosifs sur le fond du chenal de Pornic.	201
5.48	Zoom B, de la carte morphobathymétrique (fig. 5.46), au niveau du Banc de Kerouars. Le figuré des champs de dunes et mégarides (5 à 15 m de longueur d'onde) est fonction de l'orientation réelle des structures. Visualisation en carte et en 3D. Les coupes bathymétriques sont situées dans les champs de mégarides (b) et de dunes (c et d).	203
5.49	Zoom C, de la carte morphobathymétrique (fig. 5.46), sur la boîte de bathymétrie située à l'intérieur de la Baie, au large de Pornic. Visualisation en carte et en 3D. La coupe bathymétrique (e) est située au niveau du chenal de la Pierre.	205
5.50	Schéma de la dynamique sédimentaire sur le fond proposé à partir de l'interprétation de la polarité des figures sédimentaires reconnaissables sur les données de bathymétrie haute-résolution des campagnes RETZ2 et POPCORE 2016.	206
6.1	Réseaux sismologiques VENDE (en vert), LRYON (en bleu) et MACHE (en rose) déployés en Vendée littorale lors des différentes études entre 2011 et 2017. Ce code couleur sera utilisé dans les figures suivantes pour les événements propres à chaque réseau.	215
6.2	Réseau sismologique MACHE, déployé en Vendée littorale dans le cadre de cette thèse à partir de janvier 2016, sur fond de carte géologique simplifiée. En annexe D.1 : coordonnées des stations du réseau MACHE.	216
6.3	Données disponibles pour chaque station du réseau sismologique MACHE (fig. 6.2).	217

6.4 Répartition des détections sur les enregistrements des stations du réseau MACHE entre le 25 janvier 2016 et le 31 octobre 2017 pour chaque mois : nombre total de détections (noir) comprenant des fausses détections (gris), tirs (orange), séismes régionaux et lointains (violet) et séismes localisés dans la zone d'intérêt (rose).	219
6.5 Exemple d'un sismogramme correspondant à l'évènement N°22 (annexe D.4), situé à l'intérieur du réseau MACHE, à 6 km de la stations BERN, à 9,0 km de profondeur, d'une magnitude locale 1,2 et RMS 0,39 pour la localisation de l'évènement. En rouge sont représentés mes pointés : le type d'onde P et S, I (impulsive) ou E (émergente), IAML pour le pointé de l'amplitude après simulation d'un sismogramme de Wood-Anderson pour calculer la M_L . Les signaux de cet évènement pour l'ensemble des stations sont en annexe D.5.	220
6.6 Nombre d'évènements cumulés par trimestre et par réseau dans la zone d'intérêt étendue de notre étude.	220
6.7 Distribution des résidus (en secondes) pour les ondes P à chaque station du réseau MACHE (fig. 6.2).	221
6.8 Distribution des résidus (en secondes) pour les ondes S à chaque station du réseau MACHE (fig. 6.2).	222
6.9 RMS et erreurs estimées sur le temps origine (OTE), la latitude (LAT), la longitude (LON) et la profondeur (DEP) pour les 58 évènements localisés dans la zone d'intérêt, avec le réseau MACHE. Les erreurs pour chaque évènement sont en annexe D.4. . .	223
6.10 Distribution du nombre cumulé d'évènements en fonction de la magnitude et paramètres de la loi de Gutenberg-Richter calculée pour la France métropolitaine (en rouge) et le Massif Armoricaïn (en bleu), d'après Haugmard (2016). Données issues du catalogue SI-Hex (Cara et al., 2015). R est le coefficient de corrélation linéaire de Bravais-Pearson.	223
6.11 Graphique représentant le nombre d'évènements (histogrammes) et le nombre d'évènements cumulés (croix) en fonction de la magnitude locale (M_L), pour le réseau MACHE. Calcul d'une b-value de 0,95 à partir de la méthode "maximum likelihood" (avec un écart-type de 0,41) (Aki, 1965).	224
6.12 Exemples de diagrammes de Wadati individuels pour les évènements N° 14 (à gauche) et de l'évènement majeur du réseau MACHE (M_L 2,8) N° 23 (à droite). Localisation des évènements en annexe D.8. A gauche, les arrivées des ondes P et S ont pu être pointées sur les 10 stations et le rapport V_p/V_s individuel ainsi déterminé est de 1,71. A droite, seules 8 stations ont été utilisées, pour un V_p/V_s individuel de 1,63. Pour le calcul du rapport V_p/V_s moyen, les RMS sont respectivement de 0,17 et 0,22 et les coefficients de corrélation avec la droite sont de 0,995 et 0,969.	225
6.13 Diagrammes de Chatelain pour la totalité des évènements (à gauche), et pour les 17 évènements sélectionnés pour le rapport V_p/V_s moyen de la méthode de Wadati (à droite) (Annexes D.8 et D.7). Les rapports V_p/V_s ainsi déterminés sont respectivement de 1,60 et 1,62.	226
6.14 Diagramme de Chatelain pour les évènements internes au réseau MACHE (10 évènements) (Annexe D.8). Le rapport V_p/V_s ainsi déterminé est de 1,61.	227
6.15 Géométrie du plan de faille, modifiée d'après Aki and Richards (2002).	228

6.16 Schéma 2D du foyer sismique et de la sphère focale (vue en coupe) correspondant à un mécanisme extensif (a et c). Les polarités des ondes P (négative ou positive), peuvent être reliées au diagramme schématique de la direction du mouvement initial des particules autour du foyer (b), ainsi qu'aux zones équivalentes en compression (C) et tension (T). Notons les différents types d'arrivées des ondes P (émergente E ou impulsive I).	229
6.17 Classes de qualité appliquées aux mécanismes au foyer et critères associés.	231
6.18 Liste des solutions focales retenues, à partir du programme FPFIT, pour les 8 évènements situés à l'intérieur du réseau et permettant d'identifier plus de 6 polarités des ondes P. Mul indique le nombre total de solutions proposées par FPFIT. Les classes de qualité des mécanismes sont proposées à partir de la classification de la figure 6.17.232	
6.19 Solutions focales obtenues (projection de Schmidt, hémisphère inférieur). Chaque évènement est identifié par son numéro (cf fig. 6.18). A gauche, l'ensemble des solutions issues de FOCMEC et la répartition des axes P (vert) et T (jaune) correspondants. Au centre, les solutions issues de FPFIT (carrés pour les axes P, triangles pour les axes P) et répartition des polarités des ondes P par stations (en bleu, cercles pleins pour une polarité en compression, cercles vides pour une polarité en dilatation). A droite, la solution FPFIT retenue, ainsi que les axes P et T correspondants. La couleur est fonction de la classe de qualité A (noir), B (orange) ou C (rouge).	233
6.20 Méthode de Vavryčuk (2014) appliquée à l'ensemble des mécanismes au foyer du réseau MACHE (8 au total). Représentation des failles sur le diagramme du cercle de Mohr (a) et distribution de l'ensemble des rapports R calculés (b). Répartition des contraintes principales pour chaque mécanisme au foyer (en bleu) et globales (en vert) (c). Aire de confiance des axes des contraintes principales σ_1 , σ_2 et σ_3 (d). L'application de la méthode de Vavryčuk (2014) sans prendre en compte les mécanismes au foyer identiques (6 mécanismes au foyer considérés au total) se situe en annexe D.9.	235
6.21 Localisation de la sismicité entre juillet 2011 et octobre 2017 dans le Marais Breton et la Baie de Bourgneuf (erreur en profondeur inférieure à ± 10 km). Les couleurs représentent les 3 réseaux différents déployés. Les évènements du réseau MACHE (en rose) sont identifiés (catalogue en annexe D.4).	236
6.22 Illustration de la variabilité de localisation des évènements de l'essai de Challans (fig. 6.21). En rouge : degré de liberté sur la profondeur et la distance épiscoptrale. En bleu : cercle de rayon égal à la distance hypocentrale à la station CHAT (triangle noir). 237	
6.23 Coupe schématique perpendiculaire à la faille illustrant le trajet des ondes impacté par les différences de lithologie supposées de part et d'autre du plan de faille (roches du socle en rouge, roches sédimentaires en jaune), selon la position de la source sismique et pour une station localisée au nord de la faille.	238
6.24 Localisation de la sismicité entre juillet 2011 et octobre 2017 dans le Marais Breton et la Baie de Bourgneuf (Vendée littorale). Les couleurs représentent la profondeur des hypocentres. Le trait noir correspond à la localisation de la coupe de la figure 6.25. Le nombre de stations utilisées pour la localisation est précisé pour les évènements du réseau MACHE uniquement (annexe D.4).	239

6.25 Coupes de la sismicité, d'après le trait de coupe des figures (figs. 6.21 et D.10). A gauche, sismicité du catalogue SI-Hex (1962-2009) (Cara et al., 2015) (les couleurs représentent les magnitudes des évènements). A droite, sismicité des catalogues locaux des réseaux VENDE, LRYON et MACHE (les couleurs correspondent aux 3 réseaux). Les barres d'erreur représentées correspondent aux incertitudes prof et ex (annexe D.4). La majorité des évènements reportés sur la coupe sont situés à l'extérieur du réseau, ce qui explique les barres d'erreur importantes associées aux hypocentres.	240
6.26 Zoom sur les 8 mécanismes au foyer obtenus pour les évènements internes au réseau MACHE (projection de Schmidt, hémisphère inférieur). Chaque mécanisme est identifié par le numéro de l'évènement (cf fig. 6.18). Les couleurs correspondent aux classes de qualité (cf. fig. 6.17).	244
6.27 Projection en coupe des mécanismes au foyer déterminés dans cette étude, selon 10 km de part et d'autre du trait de coupe représenté sur la figure 6.26. Le plan de la faille de Machecoul et son aplanissement probable en profondeur sont représentés en pointillés rouges.	245
6.28 Champ de contraintes régional sur la marge atlantique française. Les flèches noires correspondent à la direction de compression horizontale maximum ($\sigma_H max$), d'après Mazabraud et al. (2005).	246
6.29 Localisation de la sismicité entre le 25 janvier 2016 et le 31 octobre 2017 d'après le réseau MACHE (en rose, 58 évènements, voir catalogue en annexe D.4) et le réseau national du LDG (en bleu, 20 évènements). Pour le réseau MACHE, seul les évènements localisés avec une incertitude en profondeur inférieure à ± 10 km sont représentés sur la carte.	247
7.1 Bloc diagramme représentant les systèmes de failles en Vendée littorale. La faille de Machecoul est en rouge. Les coupes présentées dans ce chapitre correspondent aux traits bruns.	257
7.2 Carte représentant le système de failles de Machecoul (en rouge) et les bassins du Marais Breton et de la Baie de Bourgneuf. Pour plus de lisibilité, seule une partie des données utilisées pour construire les trois coupes (traits bruns) illustrant la géométrie des bassins et l'architecture sédimentaire sont représentées : l'épaisseur du remplissage plio-quadernaire et les forages étudiés.	258
7.3 Coupe géologique à travers la partie ouest du Marais Breton, depuis Bourgneuf-en-Retz au nord jusqu'à St-Jean-de-Monts au sud (fig. 7.2). La légende détaillée se situe dans le corps du texte.	260

- 7.4 Coupe géologique à travers le Marais Breton, dans la partie orientale au niveau de la ville de Machecoul (est, fig. 7.2). Dans la partie nord-est du Marais Breton, l'expression en surface de la faille de Machecoul s'atténue (figs. 4.2 et 4.5) et malgré l'absence de forages exploitables dans la zone (fig. 5.4), nous proposons une structure en profondeur différente de la partie nord-ouest du Marais Breton (fig. 7.3). En effet, l'Eocène y est affleurant sur de plus larges zones, notamment au niveau de la ville de Machecoul et plus localement au sud, ainsi que le socle cristallin à l'est du trait de coupe (fig. 3.8). L'anomalie de Bouguer à cet endroit est donc logiquement plus forte qu'au nord-ouest du Marais Breton et est proche de 0 mGal. Au sud du Bois-de-Céné, le socle cristallin et l'Eocène affleurent dans le prolongement de ce qui est observé au niveau de St-Gervais plus à l'ouest (fig. 3.8). En l'absence de forages à cet endroit, nous proposons une structure similaire à celle retrouvée plus à l'ouest (fig. 7.3). L'anomalie de Bouguer est faiblement positive. Dans la partie sud-est du Marais Breton, à l'ouest de Challans, le socle et les sédiments mésozoïques sont beaucoup plus superficiels (entre -10 et -3 m) et affleurent à l'est du trait de coupe. On remarquera toutefois l'absence de dépôts éocènes, malgré leur épaisseur conséquente à l'ouest (fig. 7.3). 261
- 7.5 Coupe géologique à travers la Baie de Bourgneuf, dans la partie occidentale au niveau de l'ouverture océanique de la baie entre la Pointe de Préfailles et l'île de Noirmoutier (fig. 7.2). Le toit du substratum indifférencié est indiqué en pointillés gras oranges étant donné l'incertitude de la différenciation des faciès acoustiques des profils sismiques (Us1, Us2a et Us2b, fig. 5.30) en raison de la faible visibilité en profondeur due à la faible hauteur d'eau et donc la présence du multiple du fond. En mer au niveau de l'ouverture océanique de la Baie de Bourgneuf, le système de failles de Machecoul est composé de deux failles parallèles, affectant le socle cristallin d'après les faciès acoustiques déterminés à partir des profils sismiques. Le socle atteint ainsi au moins -35 m et -65 m dans la paléovallées situées au pied de chaque escarpement constitué des roches affleurantes et sub-affleurantes (le fond des paléovallées étant masqué par le multiple du fond, figs. 4.4 et 5.43). Dans la partie sud-ouest de la baie, le toit du socle cristallin devient de plus en plus superficiel jusqu'à former le faible relief de la partie nord de l'île de Noirmoutier. Au sud de la faille de Noirmoutier, un forage permet de le situer à environ 60 m de profondeur. Les dépôts éocènes sont très faiblement représentés dans la partie nord de la Baie de Bourgneuf d'après l'interprétation des profils sismiques. Deux forages localisés au sud de la faille de Noirmoutier sur l'île permettent toutefois de les placer en profondeur jusqu'à plus de 50 m. Une faible épaisseur de sédiments mésozoïques est également retrouvée (moins de 5 m). Ces résultats nous permettent de confirmer le pendage vers le sud de la faille de Noirmoutier. Toutefois, (1) l'acquisition de données de géophysique marine à l'est et au sud de la Baie étant impossible en raison de la très faible hauteur d'eau (fig. 5.10) et (2) aucun forage exploitable n'étant disponible (fig. 5.4), nous ne disposons pas d'informations sur la structure en profondeur dans ces zones de la Baie de Bourgneuf. Nous ne pouvons donc pas nous prononcer sur l'hypothèse d'un prolongement de la faille de Noirmoutier vers le sud-est en mer. 262

A.1	Référence : (LE) PUBLICATEUR (LE) DE NANTES. Tomaison, série : (1 VENTOSE AN VII). Date de publication : 19 Février 1799. (1/2)	II
A.2	Référence : (LE) PUBLICATEUR (LE) DE NANTES. Tomaison, série : (1 VENTOSE AN VII). Date de publication : 19 Février 1799. (2/2)	III
A.3	Auteur : BLIN. Article : OBSERVATIONS METEOROLOGIQUES FAITES A NANTES EN FRIMAIRE, NIVOSE ET PLUVIOSE DE L'AN VII. Référence : ETRENNES DE NANTES POUR L'AN VII. Lieu d'édition : NANTES. Date de publication : 1798. (1/3)	IV
A.4	Auteur : BLIN. Article : OBSERVATIONS METEOROLOGIQUES FAITES A NANTES EN FRIMAIRE, NIVOSE ET PLUVIOSE DE L'AN VII. Référence : ETRENNES DE NANTES POUR L'AN VII. Lieu d'édition : NANTES. Date de publication : 1798. (2/3)	V
A.5	Auteur : BLIN. Article : OBSERVATIONS METEOROLOGIQUES FAITES A NANTES EN FRIMAIRE, NIVOSE ET PLUVIOSE DE L'AN VII. Référence : ETRENNES DE NANTES POUR L'AN VII. Lieu d'édition : NANTES. Date de publication : 1798. (3/3)	VI
A.6	Auteur : ANONYME. Référence : DETAIL D'UN GRAND TREMBLEMENT DE TERRE QUI S'EST FAIT SENTIR LES 6 ET 7 PLUVIOSE A NANTES, ROUEN, ANGERS... Lieu d'édition : PARIS. Date de publication : 1799. (1/2)	VII
A.7	Auteur : ANONYME. Référence : DETAIL D'UN GRAND TREMBLEMENT DE TERRE QUI S'EST FAIT SENTIR LES 6 ET 7 PLUVIOSE A NANTES, ROUEN, ANGERS... Lieu d'édition : PARIS. Date de publication : 1799. (2/2)	VIII
A.8	Auteur : LACOSTE DE PLAISANCE. Article : CORRESPONDANCE AU SUJET DU TREMBLEMENT DE TERRE DU 6 PLUVIOSE AN 7, CLERMONT-FERRAND, 16 PLUVIOSE AN VII. Référence : MS, ACADEMIE DES SCIENCES DE PARIS. Tomaison, série : POCLETTE 4 FEV. 1799. (1/4 : document original)	VIII
A.9	Auteur : LACOSTE DE PLAISANCE. Article : CORRESPONDANCE AU SUJET DU TREMBLEMENT DE TERRE DU 6 PLUVIOSE AN 7, CLERMONT-FERRAND, 16 PLUVIOSE AN VII. Référence : MS, ACADEMIE DES SCIENCES DE PARIS. Tomaison, série : POCLETTE 4 FEV. 1799. (2/4 : document original)	IX
A.10	Auteur : LACOSTE DE PLAISANCE. Article : CORRESPONDANCE AU SUJET DU TREMBLEMENT DE TERRE DU 6 PLUVIOSE AN 7, CLERMONT-FERRAND, 16 PLUVIOSE AN VII. Référence : MS, ACADEMIE DES SCIENCES DE PARIS. Tomaison, série : POCLETTE 4 FEV. 1799. (3/4 : retranscription)	X
A.11	Auteur : LACOSTE DE PLAISANCE. Article : CORRESPONDANCE AU SUJET DU TREMBLEMENT DE TERRE DU 6 PLUVIOSE AN 7, CLERMONT-FERRAND, 16 PLUVIOSE AN VII. Référence : MS, ACADEMIE DES SCIENCES DE PARIS. Tomaison, série : POCLETTE 4 FEV. 1799. (4/4 : retranscription)	XI
A.12	Auteur : BOUHIER. C (PUBL.). Article : JOURNAL DE JEAN BUGEON, MACON A L'EPINE (1796-1821). Référence : LETTRE AUX AMIS DE NOIRMOUTIER. Tomaison, série : NO 8. Lieu d'édition : NOIRMOUTIER. Date de publication : Avril 1972.	XI
A.13	Référence : PUBLICATEUR (LE) DE NANTES. Tomaison, série : (6 PLUVIOSE AN VII). Date de publication : 25 Janvier 1799.	XII

B.1	Représentation du relief résiduel (en haut) et de l'incision (en bas) des 6 bassins versants étudiés situés au nord de la faille de Machecoul (fig. 4.14). En fond de carte, ombrage du MNT à 10M utilisé pour calculer les indices, réseau hydrographique et cours actuels du Tenu (en bleu) et du Falleron (en brun). Les valeurs moyennes par bassin versant des deux indices sont dans la table 4.16).	XIV
C.1	Représentation de l'altitude minimum atteinte par le sondage (190), sur fond d'ombrage MNT.	XVI
C.2	Interpolation de la surface correspondant au niveau repère "altitude du sondage" (ZSOL), relevé sur chaque sondage pour lequel la profondeur du niveau repère "toit du Paléogène" a pu être déterminée. Le tracé de la faille de Machecoul est précisé en rouge.	XVII
C.3	Interpolation de la surface correspondant au niveau repère "fond", à partir des pointés des profils de sismique réflexion des campagnes RETZ1 et 2. Le tracé de la faille de Machecoul est précisé en rouge.	XVIII
D.1	Coordonnées des 10 stations sismologiques du réseau MACHE.	XIX
D.2	RMS et erreurs estimées sur le temps origine (OTE), la latitude (LAT), la longitude (LON) et la profondeur (DEP) pour les 56 évènements localisés dans la zone d'intérêt, avec le réseau LRYON.	XIX
D.3	RMS et erreurs estimées sur le temps origine (OTE), la latitude (LAT), la longitude (LON) et la profondeur (DEP) pour les 130 évènements localisés dans la zone d'intérêt, avec le réseau VENDE.	XX
D.4	Catalogue de sismicité du réseau MACHE pour la période de janvier 2016 à octobre 2017 : 58 évènements ont été localisés dans la zone d'intérêt précédemment citée. Les évènements grisés ont une erreur en profondeur (prof) supérieure ou égale à ± 10 km et ne sont pas représentés sur les différentes cartes. L'erreur <i>ex (km)</i> correspond au rapport de la somme des incertitudes en latitude (lat) et longitude (lon) divisée par deux. Ce rapport correspond à la barre d'erreur en <i>x</i> des coupes 6.25 et 6.27.	XXI
D.5	Sismogrammes de l'ensemble des stations du réseau MACHE pour l'évènement N°22, situé à l'intérieur du réseau à 9.0 km de profondeur, d'une magnitude locale 1.2 et RMS 0.39. En rouge sont représentés mes pointés : le type d'onde P et S, I (impulsive) ou E (émergente), IAML pour le pointé de l'amplitude après simulation d'un sismogramme de Wood-Anderson.	XXII
D.6	Exemple de réponse instrumentale générée à l'aide du logiciel Portable Data Collection Center (PDCC), de IRIS (Casey and DMC, 2012) afin de calculer les magnitudes locales.	XXIII

- D.7 Paramètres d'application de la méthode de Wadati et des calculs des rapports V_p/V_s individuels et moyen. Évènements sélectionnés pour les calculs des rapports V_p/V_s pour la méthode de Wadati et Chatelain (17 évènements, fond rose). Évènements non sélectionnés pour la méthode de Wadati (2 évènements, N° 5 et N° 8, en gras). Le calcul du rapport V_p/V_s individuel des évènements N° 14 et N° 23 sont présentés en exemple dans la (fig. 6.12). Évènements internes au réseau utilisés pour la méthode de Chatelain uniquement (10 évènements, en bleu) (figs. 6.14 et 6.13). Les évènements grisés ont une erreur en profondeur (prof) supérieure ou égale à ± 10 km. Voir carte D.8 pour les localisations. XXIV
- D.8 Évènements sélectionnés pour les calculs des rapports V_p/V_s pour la méthode de Wadati et Chatelain (17 évènements, carrés roses). Évènements non sélectionnés pour la méthode de Wadati (2 évènements, N° 5 et N° 8, carrés noirs). Le calcul du rapport V_p/V_s individuel des évènements N° 14 et N° 23 sont présentés en exemple dans la (fig. 6.12). Évènements internes au réseau utilisés pour la méthode de Chatelain uniquement (10 évènements, triangles bleus) (figs. 6.14 et 6.13). Symboles vides : seuls les évènements présentant une erreur en profondeur inférieure à 10 km sont représentés. XXV
- D.9 Méthode de Vavrycuk (2014) appliquée sans prendre en compte les mécanismes au foyer identiques (6 au total). Légende identique à la figure 6.20. XXVI
- D.10 Localisation de la sismicité entre 1962 et 2009 dans le Marais Breton et la Baie de Bourgneuf (Vendée littorale), à partir du catalogue SI-HEX (Cara et al., 2015). Les couleurs représentent la magnitude des évènements. Le trait noir correspond à la localisation de la coupe de la figure 6.25. XXVI
- D.11 Localisation de la sismicité avec un modèle 5% plus lent. XXVII
- D.12 Localisation de la sismicité avec un modèle 5% plus rapide. XXVIII

Annexe A

Annexes du chapitre 1

A.1 Documents historiques

Cette partie des annexes rassemble lorsque cela était possible les documents historiques cités dans le cadre de notre travail afin que le lecteur puisse y avoir facilement accès. Ils sont issus de la bibliographie descriptive du séisme Vendéen de 1799 mise à disposition en ligne sur la base de données SISFRANCE¹. Toutefois, certains documents historiques ont été simplement cités d'après (Limasset et al., 1992).

1. <http://www.sisfrance.net/>

DÉPARTEMENT DE LA LOIRE INFÉRIEURE.

Sur le tremblement de terre du 6 pluviôse.

Le cit. *Regnier Courpéau* termine ainsi la lettre sur le tremblement de terre du 6 pluviôse, nous avons donné les principaux détails dans notre avant-dernier n.^o

« Malgré la violence des secousses, il n'y a pas eu d'accidens fâcheux, si ce n'est la chute de quelques couronnes de cheminées et d'un mur dans le cours de la journée. Les édifices d'une petite ferme, à trois lieues de Rennes, assis sur une petite éminence, ont croulé; mais on observe que mal couverts, ils étaient précédemment imbibés d'eau.

» Dans le cours du jour, grande pluie et grand vent. Le soir, de six à neuf heures, plusieurs personnes affirment avoir ressenti encore un léger frémissement de la terre. J'étais alors à six lieues de l'endroit où j'avais fait mes observations, et dans un souper bruyant, je n'en ressentis rien.

» Il reste à déterminer la durée de ces deux secousses. Pour la connaître à-peu-près, j'ai répété tous les mouvemens que je fis pendant leur durée, et quelque prestesse que j'aie pu y mettre, je n'ai pu les exécuter qu'en 35 secondes; c'est à-peu-près leur durée.

» J'ai omis de placer, à l'article des présages, les aboiemens et

(1795)

même les hurlemens des chiens des hameaux, lorsque je me mis à la fenêtre vers une heure du matin.

» Un charpentier, parti à trois heures du matin, pour aller à un atelier éloigné, m'assure qu'avant de rien ressentir, il avait été surpris de voir les oiseaux sortir effarouchés des buissons et des lierres où ils couchent.

« Mon récit est long sans doute: vous en publierez ce qui vous paraîtra le plus intéressant. J'ai pensé que dans les grandes convulsions de la nature, il n'était aucun détail qu'on n'aimât à connaître ».

— On écrit de Saint-Malo, qu'à la suite du tremblement du 6 pluviôse, plusieurs puits ont tari pendant deux ou trois jours.

— On écrit de l'isle de Bouin, qu'il n'y a pas de maison dans cette isle qui n'ait souffert; que la plupart de celles du marais ont été ruinées, et plusieurs détruites de fond en comble; que le bruit qui se fit entendre de loin, devint terrible au moment de l'oscillation qui dura quelques secondes et dont la direction était du sud-ouest au nord-ouest; que le tems, qui était calme et couvert, devint peu-à-peu plus agité. Que depuis, plusieurs personnes ont cru ressentir de petites secousses, mais que tout le monde a entendu à différentes fois un bruit lointain; ce qui démontrerait que le mal serait plus grand quelque autre part, et annoncerait un désastre aussi grand que celui de Lisbonne il y a 44 ans; que la fureur de la mer est extraordinaire, phénomène peu commun dans cette contrée.

Le 17, à 11 heures du matin, et le 18, à 2 heures, on a ressenti dans l'isle de Bouin, deux secousses moins fortes que celles du 6, et accompagnées d'un bruit semblable au premier; mais plus prolongé et bien moins fort.

FIGURE A.1 – Référence : (LE) PUBLICATEUR (LE) DE NANTES. Tomaison, série : (1 VENTOSE AN VII). Date de publication : 19 Février 1799. (1/2)

= Le cit. N. nous écrit de Machecoul , le 17 pluviôse :

« C'est après les renseignements les plus certains et des faits vérifiés , que je vous prie de donner , dans votre feuille , une place au récit des malheurs qui sont les suites funestes du tremblement de terre dont vous avez déjà parlé plusieurs fois.

» Dans la nuit du 5 au 6 pluv. , vers minuit et demi , un bruit sourd et un faible tremblement furent les avant-coureurs de nos désastres. Vers deux heures beaucoup de feu sortit de la terre , partie en forme de globules , d'autres en étincelles , d'autres en masse ; le météore était magnifique.

» A quatre heures moins quelques minutes , un bruit affreux et assez violent pour empêcher de s'entendre deux personnes couchées dans la même chambre , accompagna une ondulation de la terre aussi violente que celle éprouvée par un petit bateau sur une grosse mer. Ce mouvement dura à-peu-près 20 secondes , et fut suivi d'un autre plus vil et plus terrible que l'on appelle vulgairement *sasser*. La terre trembla absolument , et ce second mouvement dura à-peu-près six secondes. Il n'y eut pas de vent pendant tout ce tems ; mais un quart d'heure après il reprit avec violence.

« Dans la journée nous eûmes quelques secousses. Depuis ce jour , nous entendons des bruits lointains deux ou trois fois par 24 heures. Le 11 à 4 heures et demi de du matin , il y eut un bruit très-violent , et cela continua jusqu'à avant-hier.

(1706)

» Il n'y a pas trois maisons dans notre ville qui n'aient beaucoup souffert. Une a perdu la moitié de son toit et s'est ouverte en deux ; d'autres sont lézardées de manière à forcer de relever les murs ; plusieurs se sont ouvertes dans leurs quatre angles. Un grand nombre de cheminées sont tombées.

» Les métairies sur la campagne sont tombées ou avariées pour la plupart ; des bestiaux ont été écrasés. Il paraît que ce pays et les environs ont le plus souffert dans cet événement ; du côté de Bois-de-Cené et la Garnache , la secousse a été très-violente. On nous assure que la mer éprouve une espèce d'agitation qui ne lui est pas naturelle , etc.

P. S. A midi 18 minutes nous éprouvons une secousse très forte , dont la durée a été à-peu-près de quatre secondes.

Suff la signature.

Nota. L'auteur de cette lettre , dont l'imagination paraît grossir un peu les objets , prétend que , lors de la secousse du 6 , des armoires fermées à clef , se sont trouvées ouvertes des deux battans ; il ajoute que les réparations à faire sont très-considérables , et qu'il est juste que le gouvernement vienne au secours des habitans de Machecoul et de ses environs.

= Le cit. P... écrit de Belle-Isle , en mer , le 15 pluviôse : « Tu peux faire part au cit. Villenave de l'article suivant : Dans la nuit du 5 au 6 de ce mois , 3 heures 45 minutes du matin , un tremblement de terre s'est fait sentir dans toute l'isle d'une manière bien sensible , au point que des personnes couchées deux ont été changées de place , des tables renversées , une selle suspendue à un clou par la croupière , trouvée à terre ; une montre déposée à plat sur une table , trouvée aussi par terre ; tous les animaux se sont ressentis de ce phénomène , et les trois quarts des personnes , moi le premier , se sont réveillées couvertes de sucr , lors de la secousse.

» Quoique nous fussions dans les petites marées , la mer passa cette nuit par dessus la chaussée qui forme l'entrée de notre havre. Au reste , il n'en est résulté aucun accident fâcheux , si ce n'est quelques vases cassés. »

ETRENNES DE NANTES POUR L'AN VII

" Résultat des observations météorologiques faites à Nantes, en frimaire, nivose et pluviose de l'an 7, par le citoyen BLIN, correspondant de la Société de Médecine de Paris.

Pluviose -

Le 6, à 3 heures 50 min., il y a eu une forte secousse de tremblement de terre, qui, partagée par un repos de 2 à 3 secondes, en a duré environ 9 à 10.

Le 8, légère secousse, vers 5 heures du matin.

Le 17, secousse légère, environ midi.

Le 18, secousse plus forte, à 2 heures après-midi."

.....
" Sur le tremblement de terre du 6 pluviose An 7

Ce jour, à 4 heures moins quelques minutes du matin, les habitans de Nantes furent ,éveillés par un tonnerre souterrain, qui dura 5 à 6" et dont le bruit horrible ressemblait au fracas de plusieurs maisons s'écroulant sur leurs bases. Il y eut deux trémulations violentes, séparées par un intervalle de 2 ou 3". La direction paraissait être du sud au nord.

On a observé à Nantes, au Port-Saint-Père, et dans d'autres lieux, que ce tremblement a été précédé par des météores ignés qui jettaient un vif éclat. L'air était calme, le ciel couvert, l'horizon rougeâtre : une pluie abondante suivit.

Un grand nombre de cheminées furent renversées, plusieurs murs endommagés. Il n'est pas une rue qui n'offrit quelques débris. Des portes, des volets s'ouvrirent. Beaucoup de meubles furent agités, déplacés ou renversés. Les flots de la Loire s'élevèrent, et les mariniers éprouvèrent de fortes secousses dans leurs bateaux.

Dans leur effroi, des familles entières abandonnèrent leurs maisons, et cherchèrent un abri dans les places publiques et dans les jardins.

Plusieurs personnes furent jetées hors de leur lit. Les chiens jappaient avec force ; les chevaux hennissaient et dans les campagnes les bestiaux poussaient d'affreux mugissemens.

Ce tremblement de terre est le plus fort que, de mémoire d'homme, on ait senti dans les départemens de l'ouest.

../..

FIGURE A.3 – Auteur : BLIN. Article : OBSERVATIONS METEOROLOGIQUES FAITES A NANTES EN FRIMAIRE, NIVOSE ET PLUVIOSE DE L'AN VII. Référence : ETRENNES DE NANTES POUR L'AN VII. Lieu d'édition : NANTES. Date de publication : 1798. (1/3)

Le 10 pluviose, vers les 5 heures et demie du matin, un nouveau bruit souterrain se fit entendre, mais sans ébranlement, du moins sensible. Le 17, à midi, on ressentit une légère secousse accompagnée d'un bruit souterrain, sans ondulation, qu'on ne peut guères comparer qu'à un long mugissement, ou au roulement d'une voiture. Le 18, à 2 h. 10' de l'après-midi, le même bruit se fit entendre, mais un peu plus fort, et accompagné d'une secousse plus sensible que celle de la veille. Le thermomètre était au degré de congélation ; la Loire qui s'était élevée de 15 pieds au dessus des basses-eaux, commençait à décroître, et le soleil, écartant les nuages dont le ciel était couvert depuis plusieurs jours, venait de se montrer. A Machecoul, les diverses secousses furent plus violentes ; la première renversa plusieurs maisons, et il n'en est peu qui n'ayent souffert, même les plus neuves et les plus solidement bâties. Dans les plaines, dans les marais, dans la commune de Bois-de-Sené, l'isle de Bouin, les dommages furent plus considérables ; la majeure partie des édifices fut renversée. La mer était affreuse. Pendant plus de quinze jours, des tonnerres souterrains se firent entendre. Le bruit paraissait venir du côté de la mer ; on ressentit sur les bords un plus grand nombre de secousses. La consternation était générale, et plusieurs habitants, quittant Machecoul et les environs, vinrent à Nantes chercher un asile. Le tremblement de terre du 6 pluviose fut ressenti à Bordeaux, la Rochelle, Rennes, Brest, le Mans, Angers, dans toute la partie de l'ouest et au midi de la République.

../..

Nous placerons ici les détails donnés par le citoyen Régnier-Courpeau, de la Guerche, sur le tremblement de terre, du 6 pluviose.

« Sa violence donnait à penser qu'une vaste étendue du continent avait du être ébranlée; car celui de 1755 qui bouleversa Lisbonne et Mequinença, et fut ressenti sur l'Océan et dans trois parties du monde, sur un diamètre de plus de 500 myriamètres, n'occasionna ici (... la Guerche) que trois vibrations légères, en comparaison des secousses que nous avons essuyées, le 6 de ce mois à 4 heures moins 6 minutes du matin. Elles ont fait d'autant plus d'impression, qu'éloignées des sols volcaniques du globe, nous sommes peu accoutumés à de pareils phénomènes.

Il est à désirer qu'il parvienne aux journalistes des détails d'observation de tous les points où ce phénomène s'est fait sentir. L'ensemble de ces rapports éclairera ceux qui désirent découvrir le foyer de la commotion, en suivant la direction de ce mouvement, et calculer la masse du sol et des eaux ébranlée par cette effroyable impulsion, et contribuera à donner une idée de la force incalculable qui l'a produite.

../..

FIGURE A.4 – Auteur : BLIN. Article : OBSERVATIONS METEOROLOGIQUES FAITES A NANTES EN FRI-MAIRE, NIVOSE ET PLUVIOSE DE L'AN VII. Référence : ETRENNES DE NANTES POUR L'AN VII. Lieu d'édition : NANTES. Date de publication : 1798. (2/3)

Vers six minutes moins de quatre heures, un bruit sourd, semblable à celui d'un tambour roulant dans le lointain, se fit entendre dans le sud. Je prenai ce bruit et son approche pour un grand vent qui allait succéder au calme, lorsque tout-à-coup, je fus soulevé par une forte commotion, au même instant que les craquements effrayants de la charpente de la maison et le bruit des ardoises soulevées par le soubresaut, firent entendre leur fracas. Ma première idée fut que la maison ou la maison voisine, croulait ; mais comme ce choc fut immédiatement suivi d'un bercement de tout l'édifice dont j'apercevais le jeu au plafond de ma chambre, dans l'endroit éclairé par ma bougie, je vis alors que c'était un tremblement de terre.

Bientôt un second choc, plus violent que le premier, se fit encore ressentir, et fut suivi du même bercement assez prolongé. Ce fut alors que je pus observer ce qui se passait au dehors, autant que la lueur de la lune au travers du nuage pouvait me le permettre. Je vis distinctement que la terre présentait à sa surface un mouvement d'ondulation diminuant d'intensité depuis le premier choc jusqu'à sa cessation. Je comptai neuf oscillations à la suite de ce second choc. Les grands arbres qui sont çà et là dans la campagne, en face de mes fenêtres et les bâtiments de la cour semblaient s'élever et s'abaisser les uns après les autres, semblables à ces corps légers flottant sur une nappe d'eau que le vent agite.

Une verge de fer d'un mètre de long était debout dans ma chambre, appuyée contre le mur, au midi, par son bout supérieur. Le bout inférieur pouvait être éloigné du mur de deux décimètres. A la seconde secousse, cette baguette fut renversée sur le plancher, dans la direction sud au nord. La position de cette baguette, sur un plancher élevé de sept mètres au-dessus du sol, peut fournir aux calculateurs géomètres le moyen de calculer de combien le mur qui l'a renversée est sorti de son aplomb dans cette secousse.

Il y a donc apparence que ce phénomène ne s'étant pas étendu jusqu'à la longitude de Paris, et ne s'étant manifesté que dans la partie occidentale de la France, dans les départements les plus voisins des côtes du golfe de Gascogne et de l'Océan, pourrait bien encore avoir son foyer sous l'Océan, dans le voisinage de Lisbonne, ou dans la partie occidentale de la Méditerranée.

Nous devons encore nous attendre à la nouvelle des éruptions du Vésuve et de l'Ethna, qui ont presque toujours précédés les tremblements de terre ressentis en France. »

FIGURE A.5 – Auteur : BLIN. Article : OBSERVATIONS METEOROLOGIQUES FAITES A NANTES EN FRI-MAIRE, NIVOSE ET PLUVIOSE DE L'AN VII. Référence : ETRENNES DE NANTES POUR L'AN VII. Lieu d'édition : NANTES. Date de publication : 1798. (3/3)

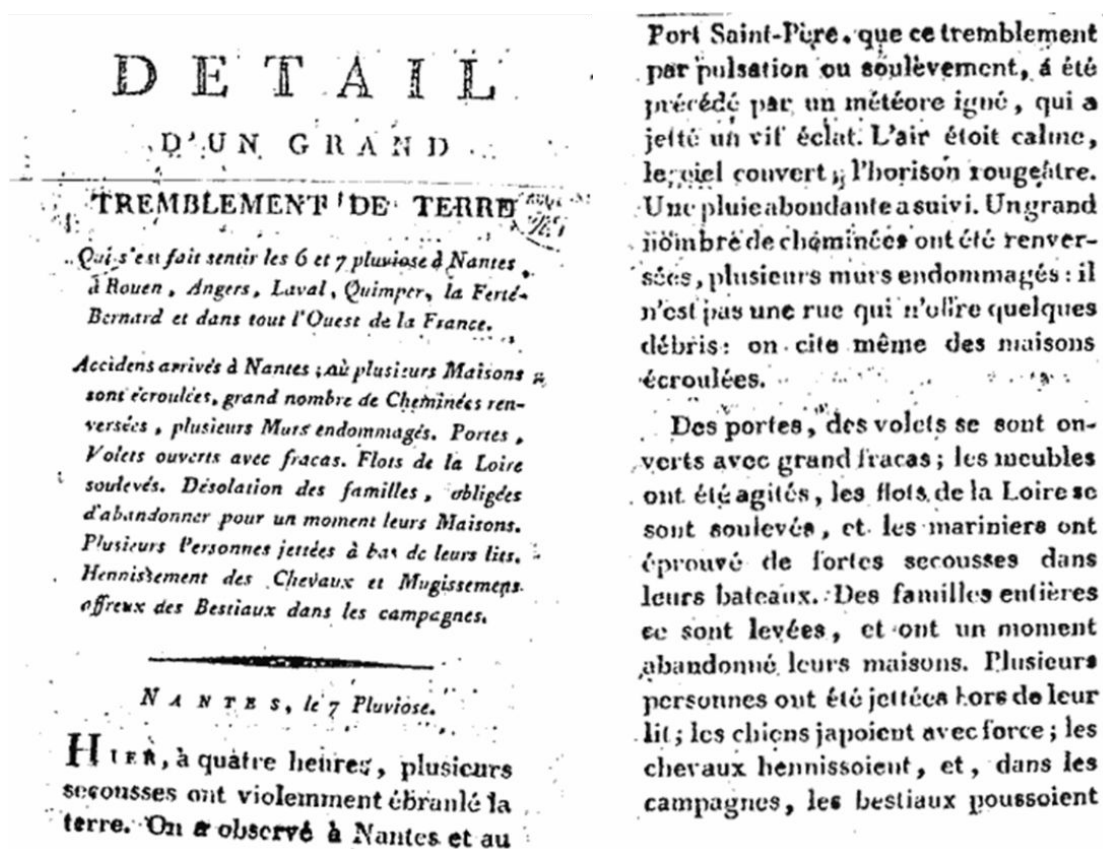


FIGURE A.6 – Auteur : ANONYME. Référence : DETAIL D'UN GRAND TREMBLEMENT DE TERRE QUI S'EST FAIT SENTIR LES 6 ET 7 PLUVIOSE A NANTES, ROUEN, ANGERS... Lieu d'édition : PARIS. Date de publication : 1799. (1/2)

(3)

d'affreux mugissemens. Ce tremblement de terre est le plus fort que de mémoire d'homme on ait essuyé à Nantes.

Cette secousse a été sentie dans tout l'Ouest de la France. Des lettres de Laval et de Quimper en sont une preuve.

Angers, le 6 pluviôse. A quatre heures du matin, un violent tremblement de terre s'est fait sentir en cette commune et dans les environs. Il a duré trois fortes minutes. Plusieurs personnes saisies de frayeur et ne se croyant pas en sûreté dans leurs maisons, se sont levées avec précipitation, et se disposoient déjà à en sortir avec leurs enfans, lorsque le tremblement a fini.

Ferté-Bernard, le 7 pluviôse. Dans la nuit du 5 au 6 pluviôse courant,

(4)

on a ressenti un tremblement de terre très-violent, vers les quatre heures du matin. Sa direction paroissoit venir de l'Ouest. Il a duré environ une seconde; la commotion a été si grande, que les portes, les croisées et les meubles des appartemens en ont été fortement agités. Les oiseaux en cage, effrayés du balancement, se sont débattus, et ont été blessés.

Rouen, le 8 pluviôse. On a éprouvé la nuit du 5 au 6, vers les quatre heures du matin, une commotion souterraine. Cette secousse avoit été précédée de coups de vent violent pendant plusieurs heures; et elle a été suivie d'une pluie abondante.

De l'Imprimerie de GUILHEMAT, rue de Maçons-Sorbonne, N^o 411.

FIGURE A.7 – Auteur : ANONYME. Référence : DETAIL D'UN GRAND TREMBLEMENT DE TERRE QUI S'EST FAIT SENTIR LES 6 ET 7 PLUVIOSE A NANTES, ROUEN, ANGERS... Lieu d'édition : PARIS. Date de publication : 1799. (2/2)

Angers

instruire l'Institut des faits qui intéressent les sciences et au devoir pour celui à qui elles sont chères. Il y a eu à Clermont-Ferrand un tremblement de terre, dans la nuit du 5 au 6 de ce mois, vers les 4 heures et demie du matin, par lequel un grand nombre de personnes, de tout sexe, de tout âge, de toute condition, l'ont ressentie. On a entendu des bruits et frapper les uns contre les autres, mais sans se blesser, le vent a été fort pour faire balancer la tête d'un mannequin sensible et pour faire craquer les planches, aucun d'effroi cependant, aucun cheminée n'est été renversé; je n'ai vu nulle part non plus des murs crevasser par cet accident. Des courriers qui dans le moment de la secousse étoient dans leurs maisons, les ont senties se détacher avec effort de leurs murailles. Plusieurs personnes se sont éveillées en sursaut et levées précipitamment de leurs lits, craignant pour la vie de leurs enfans, les ont supportés hors de leurs maisons. Des animaux domestiques, en quelques endroits, ont donné aussi des marques non équivoques de frayeur; des poules dans des volières, des chiens dans des maisons.

La commotion a duré 3 ou 4 minutes; sa direction seroit été du midi au nord-est; et son effet seroit aussi été en s'affaiblissant, du premier point de l'horizon à l'autre. Toutes les maisons qui ont été sur cette ligne n'ont fait éprouver les effets du tremblement; ils n'ont pas été également sensibles dans des maisons voisines qui les ont éprouvés; le temps de leur durée n'a pas été non plus le même. Dans la partie haute des édifices, on a ressenti plus violemment la secousse que dans le bas.

La veille du jour de l'événement, le vent avoit soufflé avec une violence, le soir sur les 5 heures il s'étoit renversé au feu, mais il s'affaisoit presque entièrement vers les 6 heures: le temps fut calme toute la nuit.

Aucun incendie n'a paru sur l'horizon, ni aucun

FIGURE A.8 – Auteur : LACOSTE DE PLAISANCE. Article : CORRESPONDANCE AU SUJET DU TREMBLEMENT DE TERRE DU 6 PLUVIOSE AN 7, CLERMONT-FERRAND, 16 PLUVIOSE AN VII. Référence : MS, ACADEMIE DES SCIENCES DE PARIS. Tomaison, série : POCHETTE 4 FEV. 1799. (1/4 : document original)

après l'accident
quelque temps avant que la secousse se fit sentir, on avait
soudain dans le toitain un bruit sourd & confus,
etc effroyant.
la commotion a été avec violence à trois lieux de Clermont
du côté du nord; mais elle n'a pas été plus forte
au-delà de l'enceinte de la ville du côté des autres parties
de l'horizon; je n'ai sans infirmité dans les lieux circonvoisins
ou l'avait sentie, ou n'a dit que nous - je n'ai proposé de aller
moi-même pour m'en instruire.
cette secousse a été précédée d'une autre vers les 8 heures
du soir: celle-ci a été beaucoup moins forte et s'est
fait sentir dans un immense grand espace de
territoire.
tels sont les principaux faits connus d'une commotion:
s'il en est d'autres relatifs à cet événement, je ne pourrais
douter que je ne m'attachasse à les recueillir et que
je ne ferais un devoir de vous en instruire.
le bruit s'est répandu qu'à 6 heures de Clermont,
on avait senti dans le même temps que dans celle ville des
secousses bien plus violentes d'un tremblement de terre; s'il
est de quelque au de ce pays pour savoir ce qui en est;
on n'a répondu que la nouvelle était fautive. j'ai été

bien aise de prendre des renseignements sur ce fait-là, avant
d'écrire à l'Institut; et c'est ce qui est cause que j'ai retardé
jusqu'à ce moment.
j'avois vu aussi qu'au premier instant où la nouvelle du
tremblement se répandit à Clermont, j'y eus plusieurs fois
en intention d'aller plus dans mon incertitude, que quoique j'aie
pu me parfaitement instruire au moment du tremblement, et que la
raison me dit que je n'étois pas bien éloigné des autres, et que la
commotion s'est fait sentir, je n'avois rien senti moi-même, et que
des personnes âgées sans le moindre bruit que d'autres qui avoient
éprouvé la secousse m'avoient fait éprouver: j'aurais voulu
uniquement de connaître la vérité, et d'en être attaché à recueillir
toutes les observations relatives à cet événement. j'ai été dans presque
toutes les maisons, où l'on m'a dit que le tremblement s'était fait
sentir: et insensiblement je me doute plus de sa existence. et on
seroit impossible que tout cela causé qu'un tremblement de terre
ait produit les effets qui ont été produits.
si l'Institut veut connaître d'une manière plus particulière certains détails
de ce tremblement, il me sera bien d'être et bien flatter de pouvoir remplir
ses vues et de satisfaire ses desirs.
quoique je ne sois pas sûr de la possibilité que de causes locales, et
surtout de la connaissance que j'ai fait à l'Institut de mes observations,
s'il veut bien me le permettre, j'aimerois bien être à sa disposition
de ses lumières. et j'aurais à vous en faire de plus
graves.
après le tremblement le vent du nord souffla avec un grand
bruit, et le temps est très-inconstant: mais on n'a senti aucune
secousse.
quoique la première secousse n'ait produit aucun effet sensible, elle a
abattu plusieurs personnes au-dessous des commotions beaucoup plus
graves, et ce n'est pas qu'un tremblement de terre à Clermont puisse être
un danger. les commotions sont insensiblement les causes
de l'ébranlement de nos esprits respectifs.
à Clermont-Ferrand le 16 pluviôse an 7 (1799) de l'époque
il n'y a eu aucun effrayement de terre.

FIGURE A.9 – Auteur : LACOSTE DE PLAISANCE. Article : CORRESPONDANCE AU SUJET DU TREMBLEMENT DE TERRE DU 6 PLUVIOSE AN 7, CLERMONT-FERRAND, 16 PLUVIOSE AN VII. Référence : MS, ACADEMIE DES SCIENCES DE PARIS. Tomaison, série : POCHETTE 4 FEV. 1799. (2/4 : document original)

Citoyens

Instruire l'institut des faits qui intéressent les séismes est un devoir pour celui à qui elles sont chères. Il y a eu à Clermont-Ferrand un tremblement de terre dans la nuit du 5 au 6 de ce mois vers les 4 heures et demie du matin. Un très grand nombre de personnes de tout sexe, de tout âge, de toute condition l'ont senti. On a entendu des verres se froisser les uns contre les autres, mais sans se casser et des clochetes sonner. La secousse a été assez forte pour faire balancer les lits d'une manière bien sensible et pour faire craquer les planchers. Aucun édifice cependant, aucune cheminée n'ont été renversés ; je n'ai vu nulle part non plus des murs crevassés par cet accident. Des nourrices qui dans le moment de la secousse allaitaient leurs nourrissons, les ont sentis se détacher avec effort de leurs mamelles. Plusieurs personnes se sont éveillées en sursaut et levées précipitamment. Des mères, craignant pour la vie de leurs enfants, les ont

..../..

emportés hors de leurs maisons. Des animaux domestiques, en quelques endroits, ont donné aussi des marques non équivoques de frayeur ; des poules dans des volières, des chiens dans des maisons.

La commotion a duré 3 ou 4 minutes ; sa direction paraît être du midi au nord-est et son effort paraît aussi avoir été en s'affaiblissant, du premier point de l'horizon à l'autre. Toutes les maisons qui ont été sur cette ligne n'ont pas éprouvé les effets du tremblement ; ils n'ont pas été également sensibles dans des maisons voisines qui les ont éprouvés ; le temps de leur durée n'a pas été non plus le même. Dans la partie haute des édifices, on a senti plus violemment la secousse que dans le bas.

La veille du jour de l'événement, le vent avait soufflé avec assez de violence ; le soir sur les 5 heures, il s'était renforcé un peu, mais il s'appaisa presque entièrement sur les 6 heures : le temps fut calme toute la nuit.

Aucun météore n'a paru sur l'horizon, ni avant ni

..../..

FIGURE A.10 – Auteur : LACOSTE DE PLAISANCE. Article : CORRESPONDANCE AU SUJET DU TREMBLEMENT DE TERRE DU 6 PLUVIOSE AN 7, CLERMONT-FERRAND, 16 PLUVIOSE AN VII. Référence : MS, ACADEMIE DES SCIENCES DE PARIS. Tomaison, série : POCLETTE 4 FEV. 1799. (3/4 : retranscription)

après l'accident.
 Quelque temps avant que la secousse se fit sentir, on avait entendu dans le lointain un bruit sour et confus, et effrayant.
 La commotion a été assez violente à une lieue de Clermont du côté du midi ; mais elle ne paraît pas s'être prolongée au delà de l'enceinte de la ville du côté des autres portées de l'horizon. Je me suis informé si dans les lieux circonvoisins on l'avait ressentie, on m'a dit que non. Je me propose d'y aller moi même pour m'en instruire.
 Cette secousse a été précédée d'une autre vers les 8 heures du soir : celle-ci a été beaucoup moins forte et s'est fait sentir dans un moins grand espace de terrain.
 Tels sont les principaux faits venus à ma connaissance. S'il en est d'autres relatifs à cet événement, soyez convaincus, citoyens, que je ne ménagerai rien pour les recueillir et que je me ferai un devoir de vous en instruire.
 Le bruit s'était répandu qu'à 5 à 6 lieues de Clermont, on avait ressenti dans le même temps que dans cette ville des secousses bien plus violentes d'un tremblement de terre : j'ai écrit à quelqu'un de ce pays pour savoir ce qui en était ; on m'a répondu que la nouvelle était fautive. J'ai été/..

bien aise de prendre des renseignements sur ce fait là, avant d'écrire à l'institut, et ce qui est cause que j'ai retardé jusqu'à ce moment.
 J'avouerai encore qu'au premier instant où la nouvelle du tremblement se répandit à Clermont, je n'y ajoutai point foi : je m'obstinai d'autant plus dans mon incrédulité que, quoique je fusse parfaitement éveillé au moment du tremblement et que la maison où je loge ne soit pas bien éloignée d'une autre où la commotion s'est fait sentir, je n'avais rien senti moi-même et que des personnes logées sous le même toit que d'autres qui avaient éprouvé la secousse ne l'avaient point éprouvée. Cependant, jaloux uniquement de connaître la vérité, je me suis attaché à recueillir toutes les observations relatives à cet événement. J'ai été dans presque toutes les maisons où l'on m'a dit que le tremblement s'était fait sentir : et maintenant je ne doute plus de son existence. Il me paraît impossible que toute autre cause qu'un tremblement de terre ait produit les effets qui ont été produits.
 Si l'institut veut connaître d'une manière plus particulière certains détails de ce tremblement, il me sera bien doux et bien flatteur de pouvoir remplir ses vues et de satisfaire à ses desirs.
 Persuadé que ce tremblement de terre a été produit par des causes locales, je cherche à les connaître ; je ferai part à l'institut de mes observations s'il veut bien me le permettre : j'aimerai toujours à m'environner de ses lumières. Où pourrais-je en trouver de plus grandes ?
 Depuis le tremblement, le vent du midi souffle avec une grande violence et le temps est très inconstant : mais on a senti aucune secousse.
 Quoique la première secousse n'ait produit aucun effet funeste, elle a allarmé plusieurs personnes qui craignent des commotions beaucoup plus grandes. Je ne crois pas qu'un tremblement de terre à Clermont puisse être bien dangereux. Les imaginations sont maintenant plus ravivées. Agréez l'hommage de mon profond respect.

à Clermont-Ferrand, 10 pluviôse an 7

Lacoste de Plaisance
 Pr. d'His. Natu.

Il n'y a eu aucun affaissement de terrain.

FIGURE A.11 – Auteur : LACOSTE DE PLAISANCE. Article : CORRESPONDANCE AU SUJET DU TREMBLEMENT DE TERRE DU 6 PLUVIOSE AN 7, CLERMONT-FERRAND, 16 PLUVIOSE AN VII. Référence : MS, ACADEMIE DES SCIENCES DE PARIS. Tomaison, série : POCLETTE 4 FEV. 1799. (4/4 : retranscription)

Il est arrivé un grand tremblement de terre aujourd'hui dernier jour du mois de février 1799. vieux stîl, en 7^e de la République, arrivée la nuit du jeudi gras qui a renversée la moitié des maisons de Boin ainsi que la moitié des bateaux du port de Loutan (?) qui ont été englouties par le tremblement qu'il la formé une rivière qu'on en sut pas la profondeur. C'est l'affaire qu'on n'a jamais vu.

FIGURE A.12 – Auteur : BOUHIER. C (PUBL.). Article : JOURNAL DE JEAN BUGEON, MACON A L'EPINE (1796-1821). Référence : LETTRE AUX AMIS DE NOIRMOUTIER. Tomaison, série : NO 8. Lieu d'édition : NOIRMOUTIER. Date de publication : Avril 1972.

Nantes, 6 pluviôse. Ce matin, à 4 heures, plusieurs secousses ont violemment ébranlé la terre. On a observé, à Nantes et au Port-Saint-Père, que ce tremblement par pulsation ou soulèvement, a été précédé par un météore igné qui a jeté un violent éclat. L'air était calme, le ciel couvert, l'horizon rougeâtre. Une pluie abondante a suivi. Un grand nombre de cheminées ont été renversées, plusieurs murs endommagés : il n'est pas une rue qui n'offre quelques débris. Des portes, des volets se sont ouverts avec fracas; les meubles ont été agités, les flots de la Loire se sont soulevés, et les mariniers ont éprouvé de fortes secousses dans leurs bâtaux. Des familles entières se sont levées et ont un moment abandonné leur maison. Plusieurs personnes ont été jetées hors de leur lit; les chiens jappaient avec force; les chevaux hennissaient, et, dans les campagnes, les bestiaux poussaient d'affreux mugissemens. Ce tremblement de terre est le plus fort que, de mémoire d'homme, on ait essuyé à Nantes.

FIGURE A.13 – Référence : PUBLICATEUR (LE) DE NANTES. Tomaison, série : (6 PLUVIOSE AN VII). Date de publication : 25 Janvier 1799.

Annexe B

Annexes du chapitre 4

Cette annexe regroupe un ensemble de figures, qui pourront être utiles à la lecture du chapitre 4 de ce manuscrit.

B.1 Figures annexes

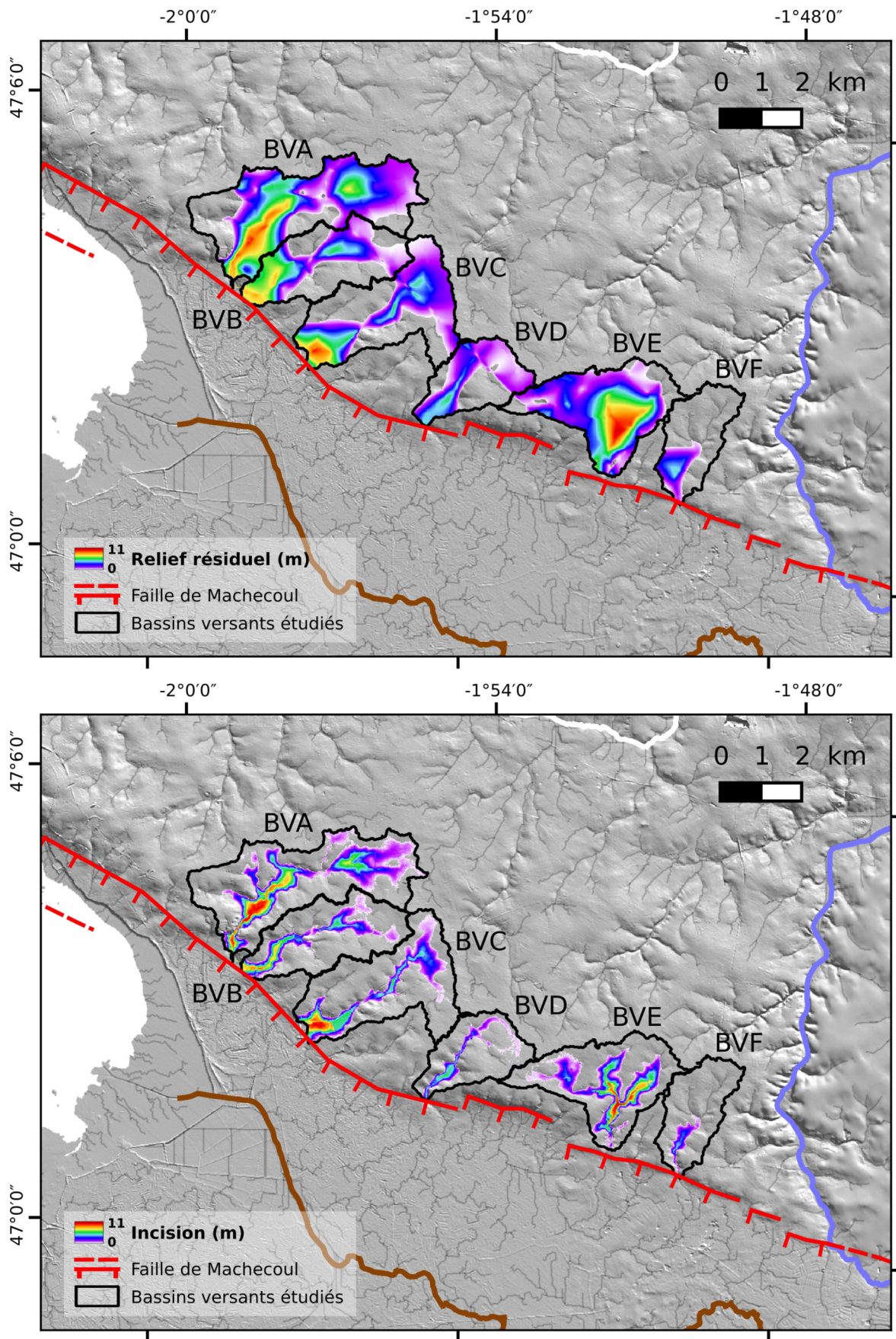


FIGURE B.1 – Représentation du relief résiduel (en haut) et de l'incision (en bas) des 6 bassins versants étudiés situés au nord de la faille de Machecoul (fig. 4.14). En fond de carte, ombrage du MNT à 10M utilisé pour calculer les indices, réseau hydrographique et cours actuels du Tenu (en bleu) et du Falleron (en brun). Les valeurs moyennes par bassin versant des deux indices sont dans la table 4.16).

Annexe C

Annexes du chapitre 5

Cette annexe regroupe un ensemble de figures, qui pourront être utiles à la lecture du chapitre 5 de ce manuscrit.

C.1 Figures annexes, Première partie

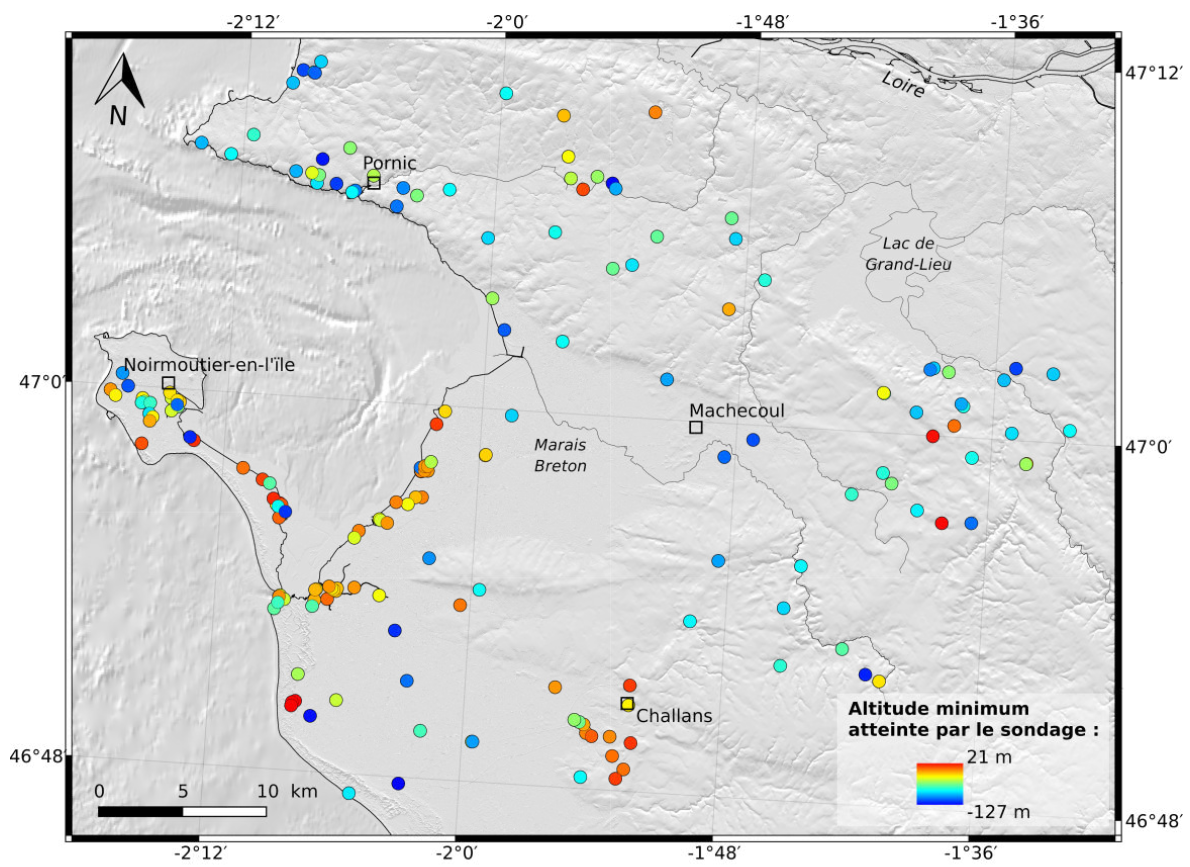


FIGURE C.1 – Représentation de l'altitude minimum atteinte par le sondage (190), sur fond d'ombrage MNT.

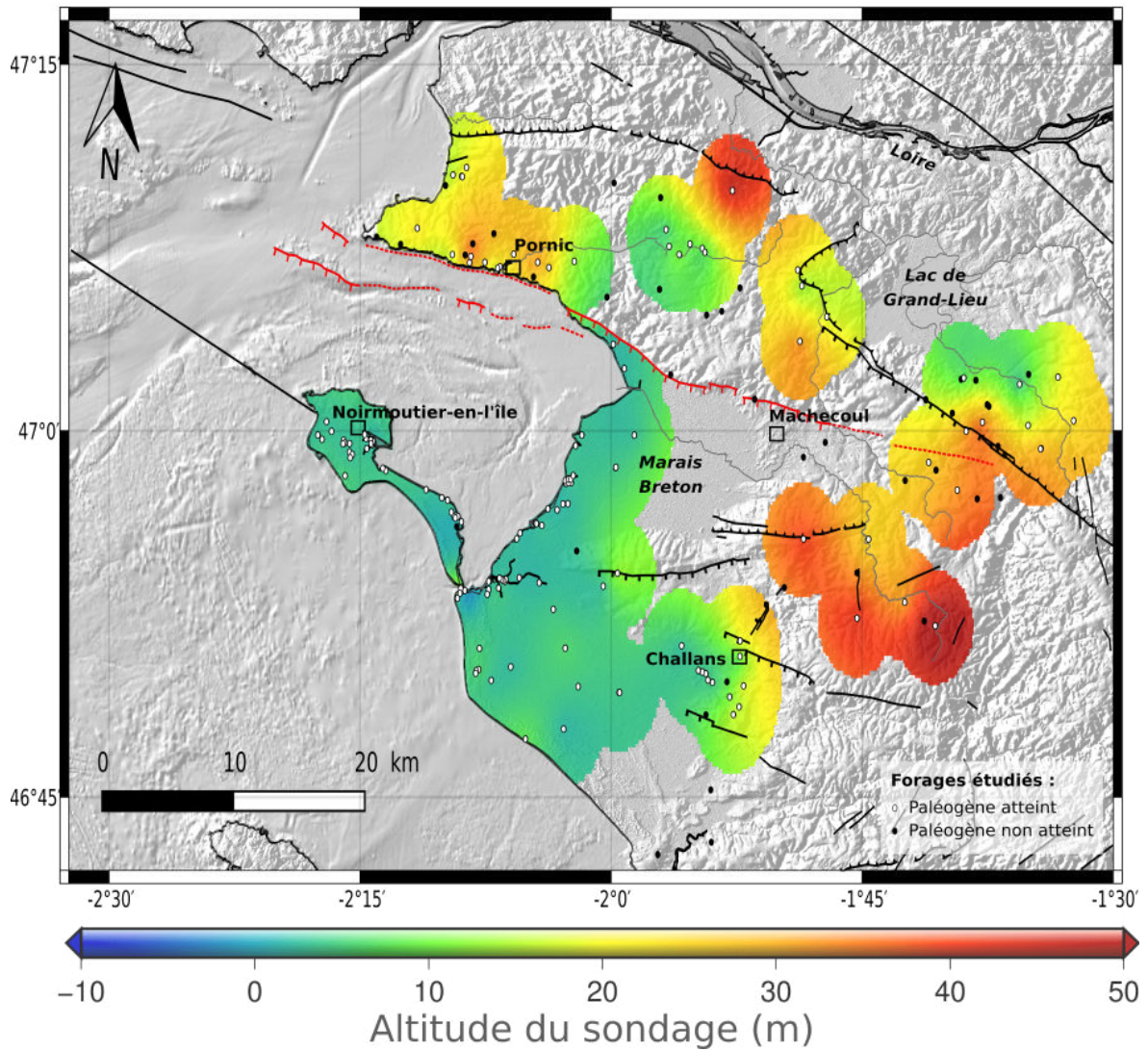


FIGURE C.2 – Interpolation de la surface correspondant au niveau repère "altitude du sondage" (ZSOL), relevé sur chaque sondage pour lequel la profondeur du niveau repère "toit du Paléogène" a pu être déterminée. Le tracé de la faille de Machecoul est précisé en rouge.

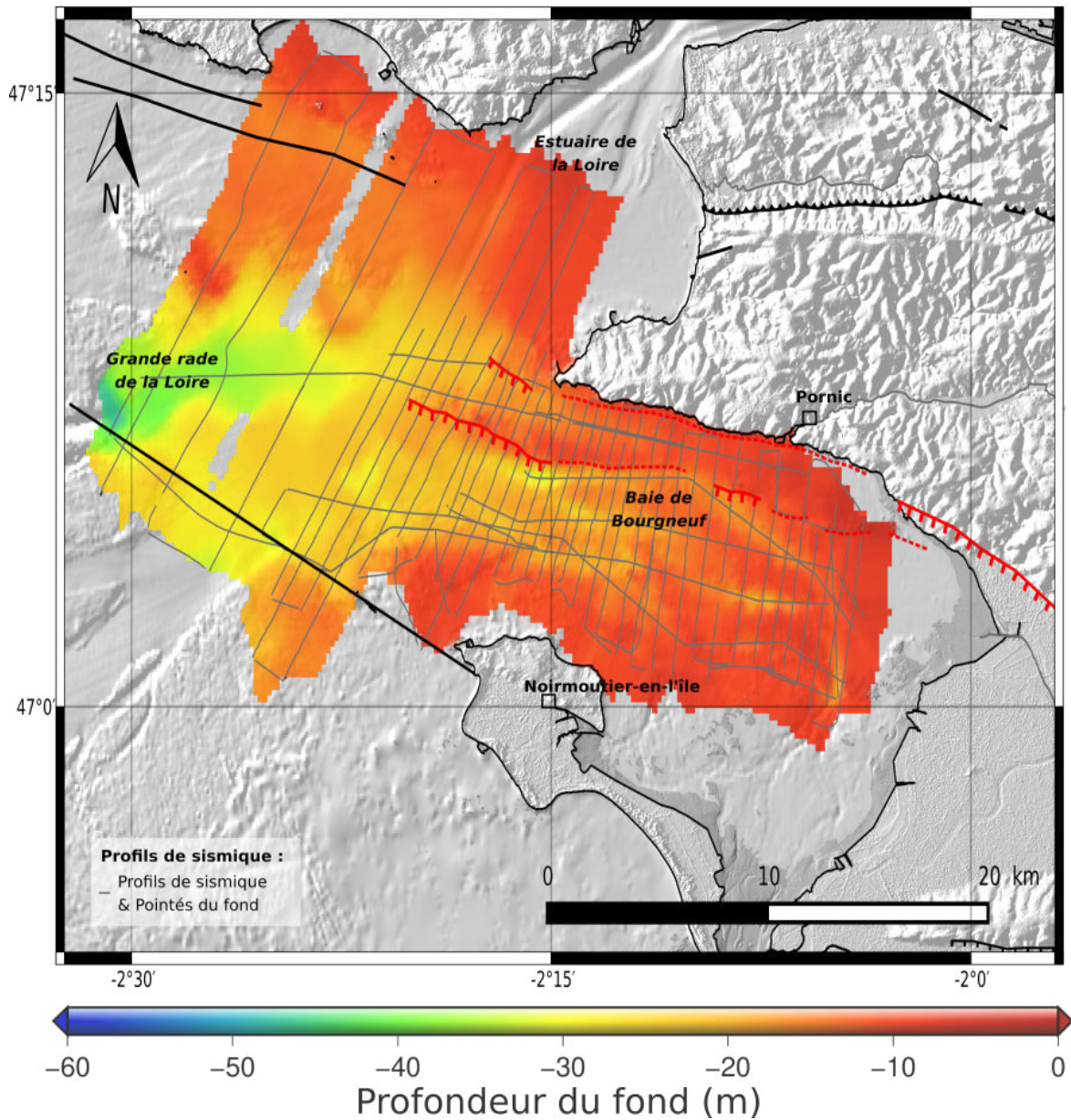


FIGURE C.3 – Interpolation de la surface correspondant au niveau repère " fond ", à partir des pointés des profils de sismique réflexion des campagnes RETZ1 et 2. Le tracé de la faille de Machecoul est précisé en rouge.

Annexe D

Annexes du chapitre 6

Cette annexe regroupe un ensemble de figures, qui pourront être utiles à la lecture du chapitre 6 de ce manuscrit.

D.1 Figures annexes

Localisation	ID	LON	LAT	ALT (m)
Barbâtre	BARB	-2,1746	46,9372	10
La Bernerie en Retz	BERN	-2,0356	47,0819	10
Châteauneuf - Ste Marie	CHAT	-1,9319	46,9013	10
St Cyr en Retz	CYRR	-1,8990	47,0323	10
Guérande	GUER	-2,4279	47,3280	10
Machecoul	MACH	-1,8064	46,9839	10
Noirmoutier	NOIR	-2,2501	47,0033	10
Pornic	PORN	-2,1032	47,1160	10
Préfailles	PREF	-2,2453	47,1333	10
St Urbain	URBA	-1,9962	46,8784	10

FIGURE D.1 – Coordonnées des 10 stations sismologiques du réseau MACHE.

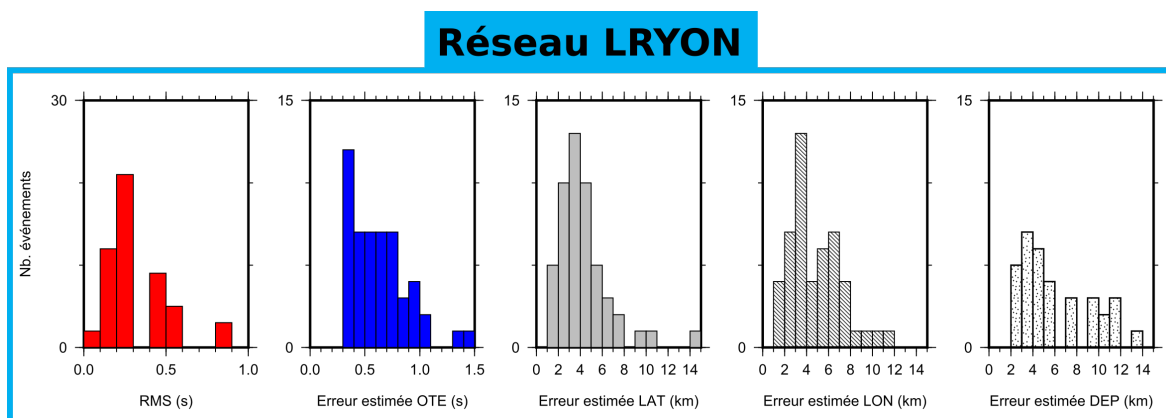


FIGURE D.2 – RMS et erreurs estimées sur le temps origine (OTE), la latitude (LAT), la longitude (LON) et la profondeur (DEP) pour les 56 événements localisés dans la zone d'intérêt, avec le réseau LRYON.

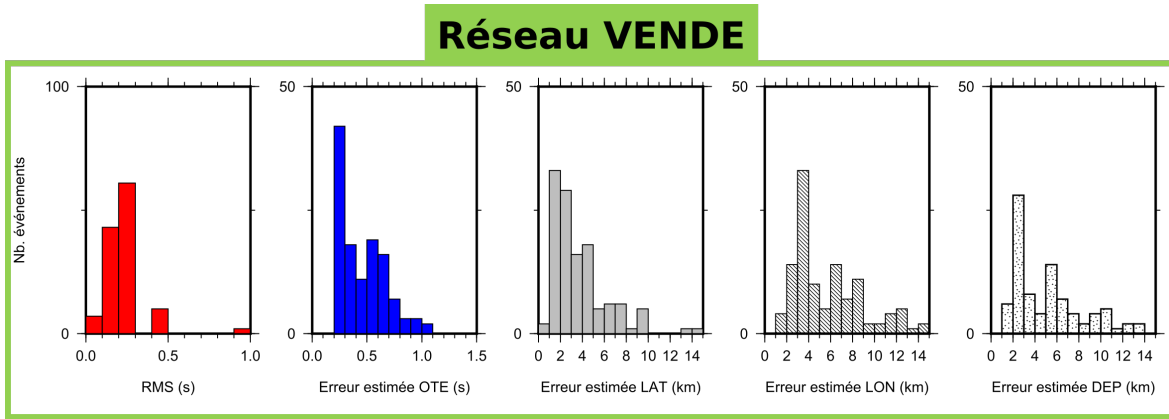
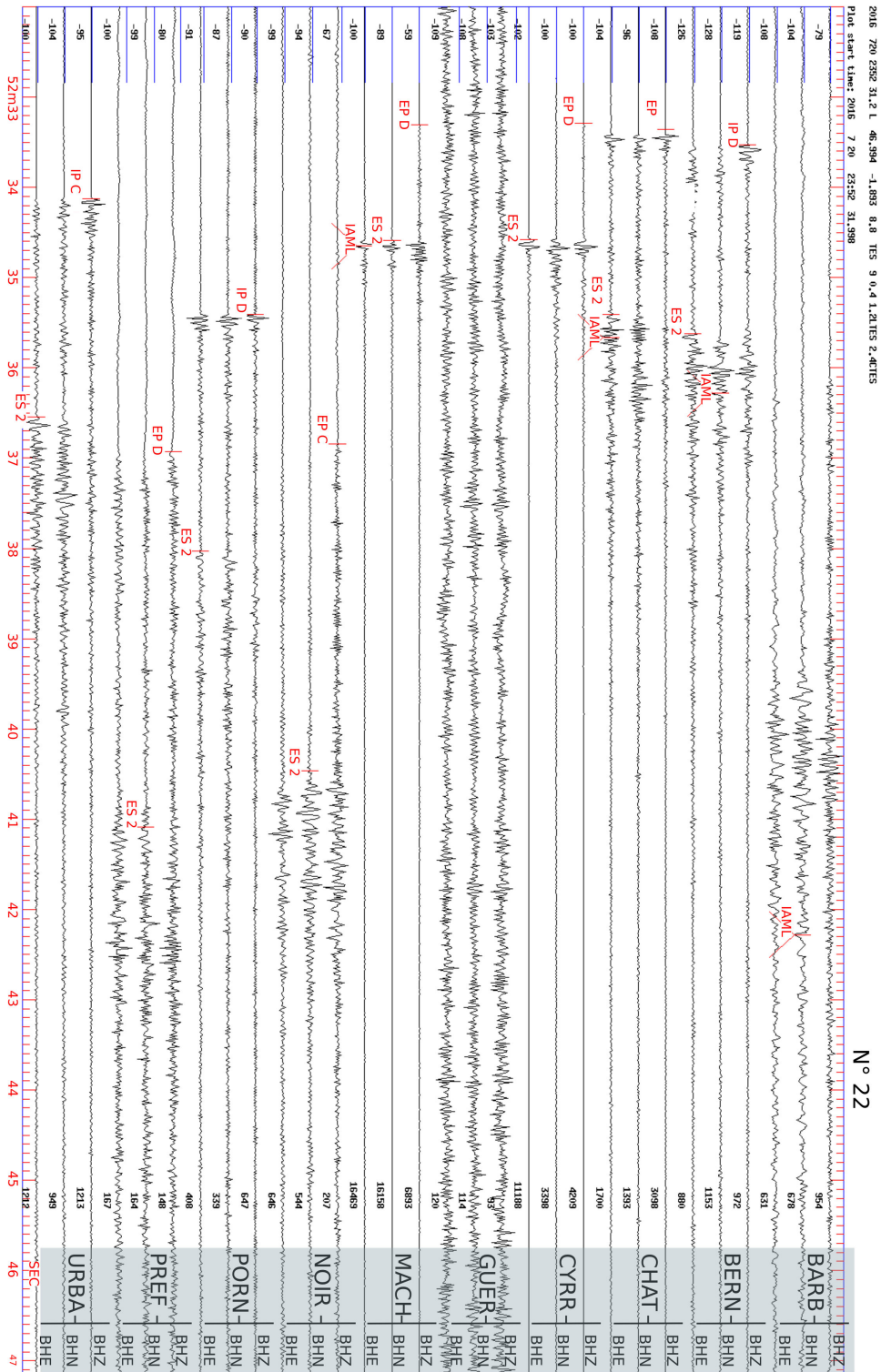


FIGURE D.3 – RMS et erreurs estimées sur le temps origine (OTE), la latitude (LAT), la longitude (LON) et la profondeur (DEP) pour les 130 événements localisés dans la zone d'intérêt, avec le réseau VENDE.

N°	Date					Localisation			Magnitudes		n sta	GAP (°)	Erreurs					
	An	Mois	Jour	hh:mm	sec	Lat (°)	Lon (°)	Prof (km)	Mc	ML			RMS	ote (s)	lat (km)	lon (km)	prof (km)	ex (km)
1	2016	2	22	08:50	28.1	46.947	-1.596	23.9	2.3	2.1	8	315	0.3	0.62	6	8.6	5.5	7.3
2	2016	2	24	16:14	47.9	46.933	-1.578	21.3	2.1	1.3	7	325	0.1	0.32	4.3	5.1	3.8	4.7
3	2016	2	25	03:08	55.6	47.171	-2.325	15.6	1.1	0.9	6	201	0.5	0.94	9.5	14.7	7.5	12.1
4	2016	3	22	20:45	56.3	46.867	-1.884	8.8	2.1	1.6	9	254	0.1	0.28	1.5	1.9	1.7	1.7
5	2016	3	23	12:53	29.5	46.892	-2.240	26.5	0.5	1	4	256	0.4	0.76	8.1	12.4	11.2	10.25
6	2016	3	25	01:30	17.0	46.804	-1.971	10	1.4	1.3	7	282	0.2	0.39	3.5	3.1	3.5	3.3
7	2016	4	13	09:12	43.3	47.057	-1.715	0	-	0.8	5	304	0.4	0.89	5.9	12.6	999.9	9.25
8	2016	4	16	06:32	49.8	47.075	-2.147	0	-	0.6	3	141	0.4	0.65	10	5.6	999.9	7.8
9	2016	4	19	00:36	40.2	47.042	-1.829	5	0.6	0.3	6	234	0.3	0.65	3.9	5.3	10.5	4.6
10	2016	4	19	01:52	21.0	47.076	-1.813	6.7	0.8	0.3	5	256	0.3	0.59	5.5	6.9	8.5	6.2
11	2016	5	1	21:39	23.7	47.130	-2.501	15.8	1.6	0.9	6	248	0.2	0.51	3.2	6.4	6.1	4.8
12	2016	5	3	21:11	38.3	47.159	-2.453	32.3	1.8	1	7	240	0.3	0.64	10.8	13.2	8	12
13	2016	5	18	07:37	5.6	46.826	-2.219	7.8	1.9	1.2	4	315	0.4	1.05	17.2	32.7	56.9	24.95
14	2016	6	1	02:08	15.9	46.882	-1.884	11.4	1.9	1.3	10	239	0.4	0.78	3.8	4.1	3.2	3.95
15	2016	6	5	20:38	1.5	47.207	-2.193	0	1	0.4	7	184	0.2	0.46	2.6	2.8	943.3	2.7
16	2016	7	2	08:27	17.9	46.845	-2.051	5.4	2.4	2.5	7	264	0.3	0.68	5	3.5	7.2	4.25
17	2016	7	6	04:11	57.2	46.910	-1.895	21.1	-	0.6	7	206	0.3	0.59	3.6	6	4.8	4.8
18	2016	7	6	04:44	58.4	46.926	-1.891	21.1	1.3	0.8	6	232	0.3	0.74	4	5.7	6	4.85
19	2016	7	6	07:29	42.7	46.896	-1.933	21.4	-	1	5	239	0.2	0.4	3.2	5.9	3.9	4.55
20	2016	7	6	08:09	4.9	46.896	-1.937	22.3	1.2	0.9	4	209	0.2	0.41	3.5	6.2	4.2	4.85
21	2016	7	17	05:24	40.1	46.861	-2.194	7.6	-	0.9	6	262	0.3	0.81	5.6	7.1	16.1	6.35
22	2016	7	20	23:52	31.3	46.992	-1.884	9.1	2.4	1.2	8	113	0.4	0.84	2.7	5.5	6.7	4.1
23	2016	7	21	00:17	36.7	46.998	-1.864	10.3	3.2	2.8	9	145	0.4	0.93	3.1	5.9	5.1	4.5
24	2016	7	21	00:23	4.1	46.998	-1.873	9.3	2.6	1.8	9	134	0.4	0.93	3.1	6.2	7	4.65
25	2016	7	23	08:39	51.7	47.016	-1.781	13.2	2	1.5	7	277	0.3	0.67	3.9	6.9	4.8	5.4
26	2016	8	17	21:15	36.0	47.298	-2.304	11.4	-	1	3	213	0.1	0.32	6.1	11	6.8	8.55
27	2016	8	18	05:13	23.0	46.993	-2.198	10	1.5	1.1	9	122	0.3	0.82	2.4	4.8	5.8	3.6
28	2016	8	22	12:55	22.9	47.100	-1.988	20	-	1.1	4	217	0.2	0.4	3.3	5	5	4.15
29	2016	9	8	04:32	16.7	46.975	-1.921	19.5	-	1.1	9	102	0.3	0.73	3.4	5	5.7	4.2
30	2016	9	22	01:57	35.0	46.993	-2.445	17.8	2.9	2.9	9	252	0.4	1	7.5	14.6	10.3	11.05
31	2016	9	28	13:12	9.5	47.090	-1.600	15.8	2.5	1.5	9	297	0.4	0.84	5.4	9.8	10.6	7.6
32	2016	10	13	04:35	20.1	47.067	-1.688	0.1	2.4	2.3	10	287	0.4	0.86	4.3	9.1	999.9	6.7
33	2016	10	28	22:05	49.7	47.202	-2.423	12.9	2	1.2	7	209	0.2	0.38	2	4.7	3.8	3.35
34	2016	11	7	15:39	59.8	47.090	-2.341	5	1.5	0.4	4	272	0.4	0.74	4	12.1	12.2	8.05
35	2016	11	15	03:21	43.3	47.159	-2.379	14.1	1.5	0.8	9	198	0.5	1	4.8	9.3	8	7.05
36	2016	11	16	20:12	28.7	46.879	-1.789	8.7	2.4	2.1	9	276	0.4	0.91	5.9	7.7	6.3	6.8
37	2016	12	13	06:38	5.7	46.977	-2.092	12	0.9	0.8	6	180	0.4	0.88	3.8	7.1	9.8	5.45
38	2016	12	19	01:18	5.2	46.917	-2.249	24.6	1.2	0.9	8	258	0.4	0.77	4.7	7.4	6.4	6.05
39	2016	12	20	03:37	28.1	47.182	-2.238	6	1.8	1.2	10	164	0.3	0.75	3	4.5	6.3	3.75
40	2017	1	6	21:39	54.0	46.973	-1.652	11.9	-	1.1	6	316	0.1	0.26	1.8	3.3	2.8	2.55
41	2017	2	5	19:23	51.5	47.028	-2.535	15	2	1.2	8	262	0.1	0.35	2.5	4.7	7.6	3.6
42	2017	3	7	21:31	31.3	47.053	-1.813	5.7	-	0.8	7	249	0.3	0.64	3.1	5.3	5.4	4.2
43	2017	3	9	17:31	8.5	47.092	-1.844	5.4	-	0.7	4	261	0.1	0.34	3.1	4.4	5.9	3.75
44	2017	3	16	17:46	40.4	47.027	-2.535	12	-	1.8	10	262	0.3	0.88	5.4	12.1	16.6	8.75
45	2017	3	21	06:52	19.4	47.059	-1.837	11.3	-	0.6	4	245	0.2	0.52	4.1	6.3	5.1	5.2
46	2017	3	27	02:12	49.6	47.009	-1.880	11.7	-	1.8	7	146	0.3	0.67	2.6	5.3	5.4	3.95
47	2017	4	14	10:32	51.2	46.938	-1.488	11.8	2.3	1.2	7	327	0.2	0.45	4	6.2	10.6	5.1
48	2017	4	15	20:17	58.5	47.032	-1.714	0	-	0.5	3	319	0.1	0.42	5.3	11.2	999.9	8.25
49	2017	6	10	16:22	43.6	47.026	-1.993	7.4	-	1.1	7	136	0.2	0.45	1.7	2.4	4.8	2.05
50	2017	6	19	01:13	10.7	47.053	-1.768	6.3	-	2	10	259	0.2	0.54	2.3	4.5	5.4	3.4
51	2017	7	5	03:43	53.6	46.962	-2.256	20	2.1	1.3	10	227	0.3	0.79	3.9	6.3	5	5.1
52	2017	7	7	04:56	35.3	47.064	-1.828	5	-	0.5	5	252	0.2	0.44	2.6	4.1	5.3	3.35
53	2017	7	10	12:04	54.0	47.043	-1.948	21.6	-	1.6	9	157	0.3	0.75	3.7	5.5	5.1	4.6
54	2017	9	17	05:06	34.6	47.070	-1.741	12	-	0.8	7	287	0.2	0.49	3.5	5.9	5.1	4.7
55	2017	9	24	08:20	33.9	47.168	-2.337	13.8	-	0.7	4	205	0.1	0.33	4.7	6.5	7.7	5.6
56	2017	9	25	05:09	51.0	47.044	-1.813	10.5	1.9	1.5	8	246	0.4	0.92	4.3	7.3	6.6	5.8
57	2017	10	15	22:44	52.3	46.971	-2.285	24.2	2.8	3	10	230	0.3	0.75	3.9	5.8	4.9	4.85
58	2017	10	30	16:36	41.5	47.121	-1.974	10.2	-	2.2	10	196	0.3	0.76	3	4.2	5.2	3.6

FIGURE D.4 – Catalogue de sismicité du réseau MACHE pour la période de janvier 2016 à octobre 2017 : 58 événements ont été localisés dans la zone d'intérêt précédemment citée. Les événements grisés ont une erreur en profondeur (prof) supérieure ou égale à ± 10 km et ne sont pas représentés sur les différentes cartes. L'erreur *ex* (km) correspond au rapport de la somme des incertitudes en latitude (lat) et longitude (lon) divisée par deux. Ce rapport correspond à la barre d'erreur en *x* des coupes 6.25 et 6.27.

FIGURE D.5 – Sismogrammes de l'ensemble des stations du réseau MACHE pour l'évènement N°22, situé à l'intérieur du réseau à 9.0 km de profondeur, d'une magnitude locale 1.2 et RMS 0.39. En rouge sont représentés mes pointés : le type d'onde P et S, I (impulsive) ou E (émergente), IAML pour le pointé de l'amplitude après simulation d'un sismogramme de Wood-Anderson.



```
URBA_BH_Z_2016-01-01-0000_GSE
1 CAL2 URBA BHZ 0.91E+00 1. 2016/01/01
00:00
2 PAZ2 1 V 0.25165159E+00 3 4 Laplace
transform
3 -0.44439998E+01 0.44439998E+01
4 -0.44439998E+01 -0.44439998E+01
5 -0.10829999E+01 0.00000000E+00
6 0.00000000E+00 0.00000000E+00
7 0.00000000E+00 0.00000000E+00
8 0.00000000E+00 0.00000000E+00
9 0.00000000E+00 0.00000000E+00
10
```

FIGURE D.6 – Exemple de réponse instrumentale générée à l'aide du logiciel Portable Data Collection Center (PDCC), de IRIS (Casey and DMC, 2012) afin de calculer les magnitudes locales.

N°	An	Mois	Jour	HH	MM	SEC	Temps origine calculé			Stations utilisées		Vp/Vs individuel		RMS	Coeff. De corrélation			
1	2016	2	22	8	50	28.1	TO:	8	50	28.5	N:	7	VPS:	1.75	RMS:	0.33	CORR:	0.976
2	2016	2	24	16	14	47.9	TO:	16	14	48.7	N:	4	VPS:	1.82	RMS:	0.12	CORR:	0.994
3	2016	2	25	3	8	55.6	TO:	3	8	56.2	N:	5	VPS:	1.64	RMS:	0.25	CORR:	0.957
4	2016	3	22	20	45	56.3	TO:	20	45	56.1	N:	7	VPS:	1.66	RMS:	0.08	CORR:	0.992
5	2016	3	23	12	53	29.5												
6	2016	3	25	1	30	17	TO:	1	30	16.2	N:	5	VPS:	1.56	RMS:	0.09	CORR:	0.987
7	2016	4	13	9	12	43.3	TO:	9	12	40.6	N:	4	VPS:	1.41	RMS:	0.15	CORR:	0.928
8	2016	4	16	6	32	49.8												
9	2016	4	19	0	36	40.2	TO:	0	36	38.5	N:	5	VPS:	1.51	RMS:	0.18	CORR:	0.979
10	2016	4	19	1	52	21	TO:	1	52	19.2	N:	3	VPS:	1.43	RMS:	0.06	CORR:	1
11	2016	5	1	21	39	23.7	TO:	21	39	23.2	N:	6	VPS:	1.64	RMS:	0.24	CORR:	0.971
12	2016	5	3	21	11	38.3	TO:	21	11	39.4	N:	4	VPS:	1.79	RMS:	0.04	CORR:	0.999
13	2016	5	18	7	37	5.6												
14	2016	6	1	2	8	15.9	TO:	2	8	15.9	N:	10	VPS:	1.71	RMS:	0.17	CORR:	0.995
15	2016	6	5	20	38	1.5	TO:	20	37	60	N:	6	VPS:	1.51	RMS:	0.11	CORR:	0.99
16	2016	7	2	8	27	17.9	TO:	8	27	16.2	N:	4	VPS:	1.45	RMS:	0.19	CORR:	0.997
17	2016	7	6	4	11	57.2	TO:	4	11	55.1	N:	6	VPS:	1.49	RMS:	0.15	CORR:	0.966
18	2016	7	6	4	44	58.4	TO:	4	44	55.9	N:	7	VPS:	1.46	RMS:	0.13	CORR:	0.974
19	2016	7	6	7	29	42.7	TO:	7	29	40.4	N:	4	VPS:	1.49	RMS:	0.13	CORR:	0.982
20	2016	7	6	8	9	4.9	TO:	8	9	2.7	N:	4	VPS:	1.49	RMS:	0.15	CORR:	0.975
21	2016	7	17	5	24	40.1	TO:	5	24	36.7	N:	5	VPS:	1.42	RMS:	0.23	CORR:	0.747
22	2016	7	20	23	52	31.3	TO:	23	52	30.7	N:	8	VPS:	1.62	RMS:	0.25	CORR:	0.951
23	2016	7	21	0	17	36.7	TO:	0	17	36.2	N:	8	VPS:	1.63	RMS:	0.22	CORR:	0.969
24	2016	7	21	0	23	4.1	TO:	0	23	3.1	N:	7	VPS:	1.56	RMS:	0.26	CORR:	0.925
25	2016	7	23	8	39	51.7	TO:	8	39	50.3	N:	6	VPS:	1.56	RMS:	0.22	CORR:	0.966
26	2016	8	17	21	15	36	TO:	21	15	36.9	N:	2	VPS:	2.02	RMS:	0	CORR:	0
27	2016	8	18	5	13	23	TO:	5	13	23.1	N:	7	VPS:	1.66	RMS:	0.42	CORR:	0.611
28	2016	8	22	12	55	22.9	TO:	12	55	11.7	N:	4	VPS:	1.21	RMS:	0.07	CORR:	0.581
29	2016	9	8	4	32	16.7	TO:	4	32	15.8	N:	7	VPS:	1.61	RMS:	0.33	CORR:	0.776
30	2016	9	22	1	57	35	TO:	1	57	36.1	N:	5	VPS:	1.84	RMS:	0.24	CORR:	0.926
31	2016	9	28	13	12	9.5	TO:	13	12	7.6	N:	7	VPS:	1.54	RMS:	0.35	CORR:	0.874
32	2016	10	13	4	35	20.1	TO:	4	35	19.2	N:	7	VPS:	1.62	RMS:	0.39	CORR:	0.826
33	2016	10	28	22	5	49.7	TO:	22	5	48.5	N:	7	VPS:	1.61	RMS:	0.28	CORR:	0.971
34	2016	11	7	15	39	59.8	TO:	15	40	5.6	N:	3	VPS:	0.49	RMS:	0.02	CORR:	-1
35	2016	11	15	3	21	43.3	TO:	3	21	43.7	N:	6	VPS:	1.65	RMS:	0.3	CORR:	0.921
36	2016	11	16	20	12	28.7	TO:	20	12	28	N:	6	VPS:	1.67	RMS:	0.24	CORR:	0.963
37	2016	12	13	6	38	5.7	TO:	6	38	4.8	N:	6	VPS:	1.51	RMS:	0.23	CORR:	0.624
38	2016	12	19	1	18	5.2	TO:	1	18	6.4	N:	8	VPS:	1.91	RMS:	0.28	CORR:	0.793
39	2016	12	20	3	37	28.1	TO:	3	37	26.9	N:	6	VPS:	1.57	RMS:	0.17	CORR:	0.975
40	2017	1	6	21	39	54	TO:	21	39	53.7	N:	6	VPS:	1.68	RMS:	0.08	CORR:	0.996
41	2017	2	5	19	23	51.5	TO:	19	23	49.9	N:	4	VPS:	1.57	RMS:	0.02	CORR:	0.999
42	2017	3	7	21	31	31.3	TO:	21	31	30.1	N:	7	VPS:	1.57	RMS:	0.14	CORR:	0.985
43	2017	3	9	17	31	8.5	TO:	17	31	7.3	N:	3	VPS:	1.49	RMS:	0.07	CORR:	1
44	2017	3	16	17	46	40.4	TO:	17	46	35.8	N:	3	VPS:	1.34	RMS:	0.03	CORR:	1
45	2017	3	21	6	52	19.4	TO:	6	52	19.3	N:	4	VPS:	1.62	RMS:	0.13	CORR:	0.905
46	2017	3	27	2	12	49.6	TO:	2	12	49.2	N:	6	VPS:	1.64	RMS:	0.26	CORR:	0.805
47	2017	4	14	10	32	51.2	TO:	10	32	50.2	N:	5	VPS:	1.64	RMS:	0.38	CORR:	0.955
48	2017	4	15	20	17	58.5	TO:	20	17	46.9	N:	2	VPS:	1.11	RMS:	0	CORR:	0
49	2017	6	10	16	22	43.6	TO:	16	22	44	N:	6	VPS:	1.7	RMS:	0.19	CORR:	0.856
50	2017	6	19	1	13	10.7	TO:	1	13	10.8	N:	9	VPS:	1.68	RMS:	0.22	CORR:	0.981
51	2017	7	5	3	43	53.6	TO:	3	43	51.7	N:	8	VPS:	1.53	RMS:	0.23	CORR:	0.938
52	2017	7	7	4	56	35.3	TO:	4	56	33.9	N:	5	VPS:	1.51	RMS:	0.11	CORR:	0.961
53	2017	7	10	12	4	54	TO:	12	4	54.4	N:	9	VPS:	1.76	RMS:	0.33	CORR:	0.955
54	2017	9	17	5	6	34.6	TO:	5	6	34.8	N:	5	VPS:	1.78	RMS:	0.13	CORR:	0.981
55	2017	9	24	8	20	33.9	TO:	8	20	32.5	N:	4	VPS:	1.59	RMS:	0.14	CORR:	0.978
56	2017	9	25	5	9	51	TO:	5	9	50.3	N:	8	VPS:	1.6	RMS:	0.36	CORR:	0.867
57	2017	10	15	22	44	52.3	TO:	22	44	52.5	N:	10	VPS:	1.71	RMS:	0.36	CORR:	0.851
58	2017	10	30	16	36	41.5	TO:	16	36	40.8	N:	9	VPS:	1.56	RMS:	0.17	CORR:	0.973
Nombre d'évènements pour lesquels le rapport Vp/Vs a été calculé : 55																		
Nombre d'évènements sélectionnés pour le rapport Vp/Vs moyen : 17																		
Rapport Vp/Vs moyen = 1.64																		
SD = 0.06																		

FIGURE D.7 – Paramètres d'application de la méthode de Wadati et des calculs des rapports Vp/Vs individuels et moyen. Évènements sélectionnés pour les calculs des rapports Vp/Vs pour la méthode de Wadati et Chatelain (17 évènements, fond rose). Évènements non sélectionnés pour la méthode de Wadati (2 évènements, N° 5 et N° 8, en gras). Le calcul du rapport Vp/Vs individuel des évènements N° 14 et N° 23 sont présentés en exemple dans la (fig. 6.12). Évènements internes au réseau utilisés pour la méthode de Chatelain uniquement (10 évènements, en bleu) (figs. 6.14 et 6.13). Les évènements grisés ont une erreur en profondeur (prof) supérieure ou égale à ± 10 km. Voir carte D.8 pour les localisations.

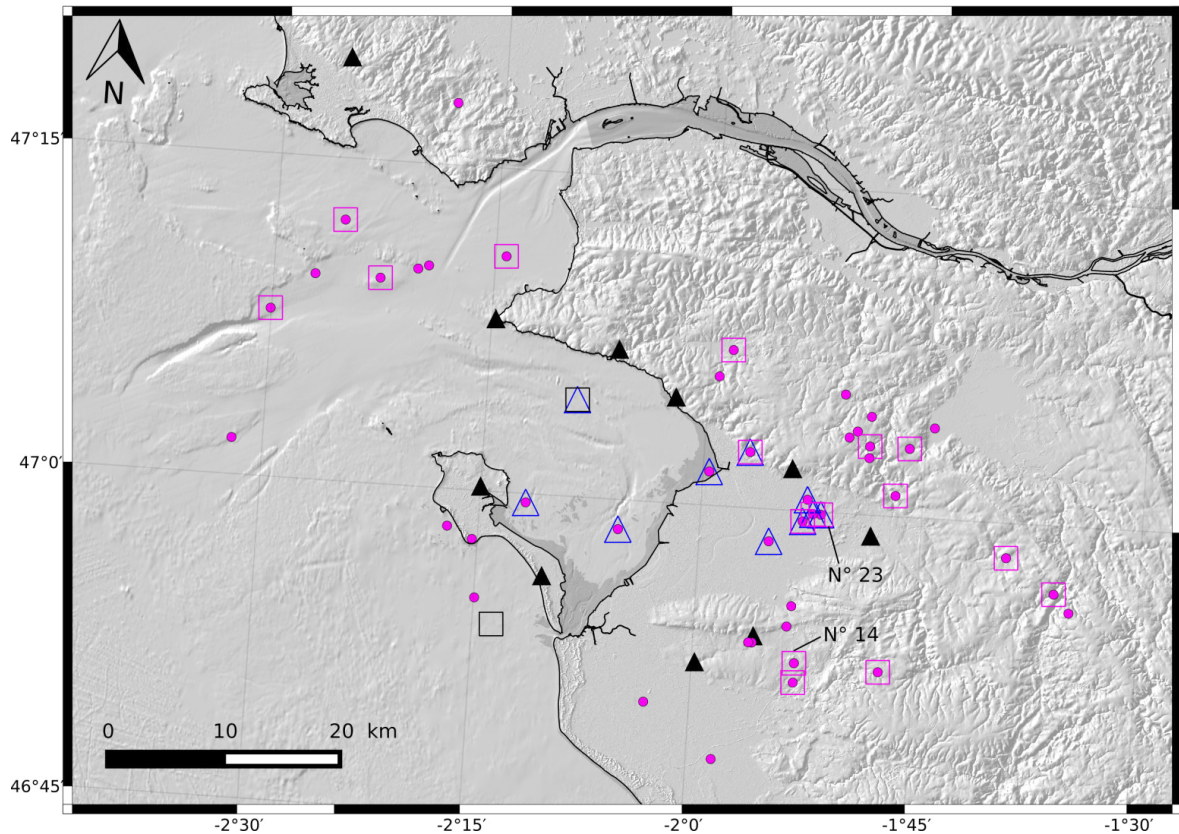


FIGURE D.8 – Évènements sélectionnés pour les calculs des rapports V_p/V_s pour la méthode de Wadati et Chatelain (17 évènements, carrés roses). Évènements non sélectionnés pour la méthode de Wadati (2 évènements, N° 5 et N° 8, carrés noirs). Le calcul du rapport V_p/V_s individuel des évènements N° 14 et N° 23 sont présentés en exemple dans la (fig. 6.12). Évènements internes au réseau utilisés pour la méthode de Chatelain uniquement (10 évènements, triangles bleus) (figs. 6.14 et 6.13). Symboles vides : seuls les évènements présentant une erreur en profondeur inférieure à 10 km sont représentés.

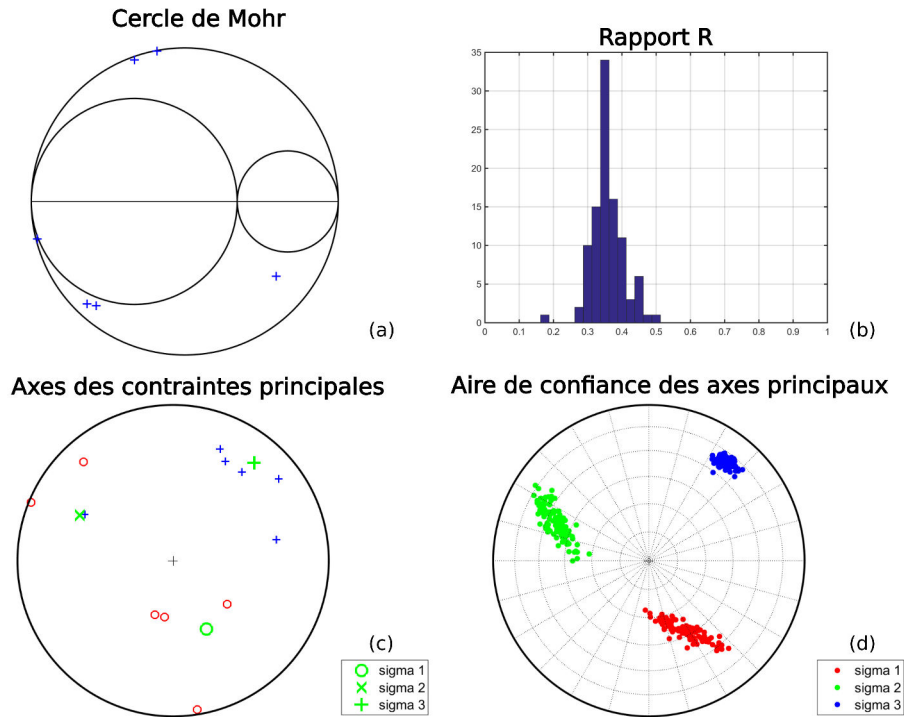


FIGURE D.9 – Méthode de Vavrycuk (2014) appliquée sans prendre en compte les mécanismes au foyer identiques (6 au total). Légende identique à la figure 6.20.

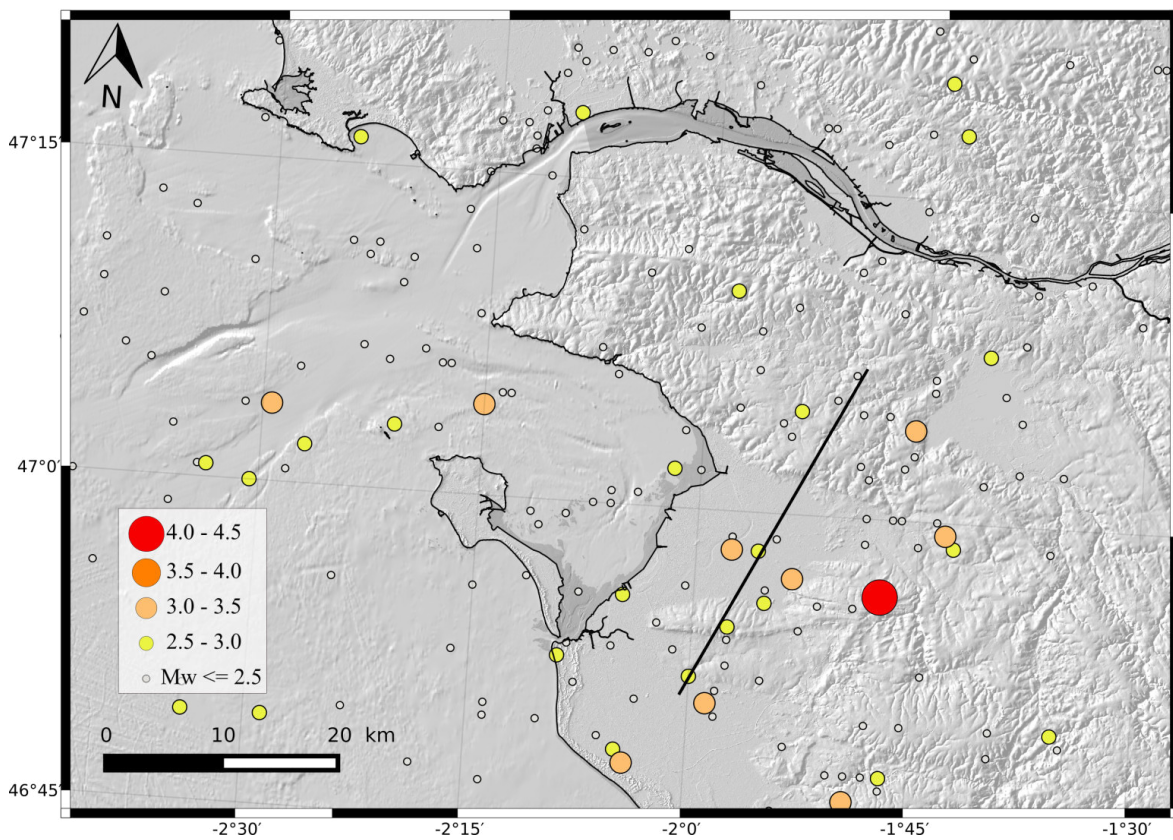


FIGURE D.10 – Localisation de la sismicité entre 1962 et 2009 dans le Marais Breton et la Baie de Bourgneuf (Vendée littorale), à partir du catalogue SI-HEX (Cara et al., 2015). Les couleurs représentent la magnitude des évènements. Le trait noir correspond à la localisation de la coupe de la figure 6.25.

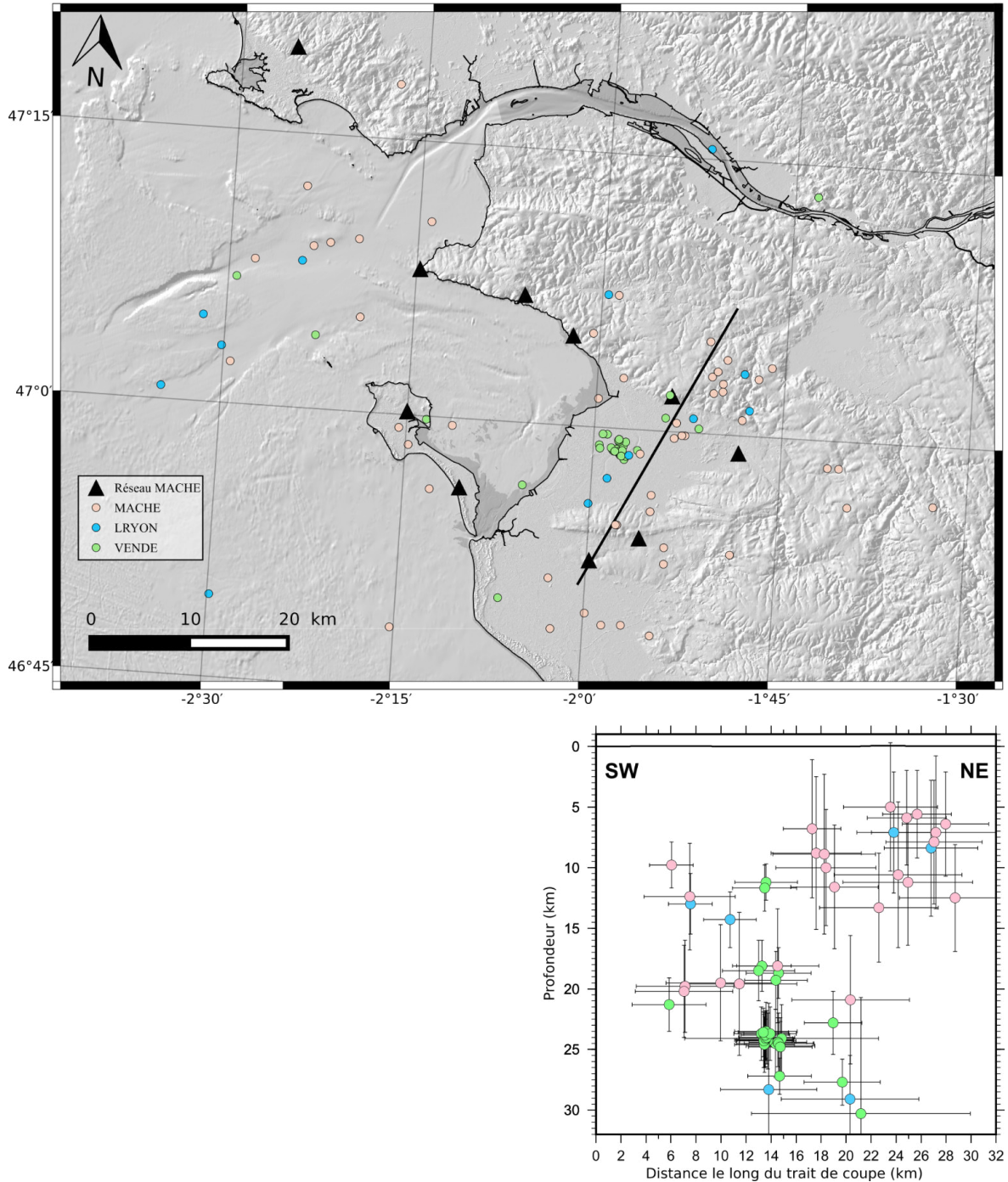


FIGURE D.11 – Localisation de la sismicité avec un modèle 5% plus lent.

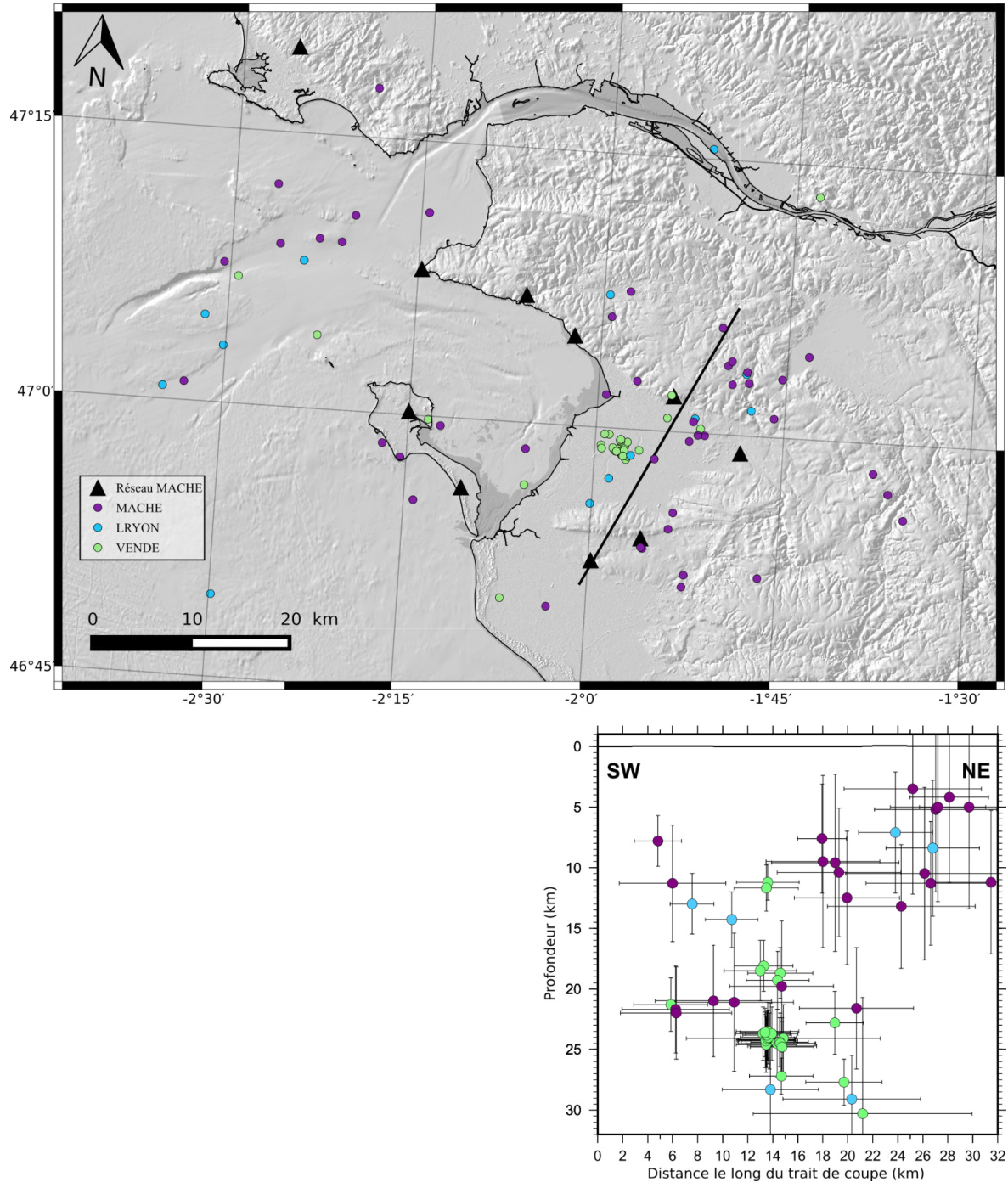


FIGURE D.12 – Localisation de la sismicité avec un modèle 5% plus rapide.

Titre : Déformation active intraplaque : étude pluridisciplinaire terre-mer du risque sismique en Vendée, à partir du séisme du Marais Breton de 1799 (M6)

Mots clés (3 à 6) : sismicité historique, faille active, intraplaque, sismologie, géophysique marine

Résumé : Le département de la Vendée est classé en zone de risque sismique niveau 3, en raison d'une activité sismique continue et d'une sismicité historique de forte intensité avec l'évènement majeur du 25 janvier 1799 (M6) dans le Marais Breton. Ce séisme a provoqué des dégâts massifs localement à Bouin et dans la région nantaise, et a été largement ressenti dans l'Ouest de la France. La Vendée littorale est située sur la côte atlantique française au sud du cisaillement sud-armoricain. Elle est caractérisée par de nombreuses structures héritées d'origine varisque et d'orientation NW-SE, réactivées au Mésozoïque et au Cénozoïque délimitant des marais côtiers holocènes. L'enjeu de cette thèse est de caractériser la géométrie des éventuelles failles plio-quadernaires et potentiellement actives dans cette région, en s'intéressant particulièrement à la faille de Machecoul, bordière des bassins sédimentaires du Marais Breton et de la Baie de Bourgneuf et candidate potentielle pour le séisme Vendéen de 1799. Notre approche est pluridisciplinaire terre-mer, intégrant sismologie (réseau temporaire), géophysique marine (sismique réflexion Chirp et Sparker, bathymétrie haute résolution), morpho-tectonique, gravimétrie, étude de

forages et sismicité historique. Notre étude a permis d'analyser et de caractériser (1) la structure et la géométrie en profondeur du système de failles normales de Machecoul, (2) la localisation des dépocentres plio-quadernaires du Marais Breton et de la Baie de Bourgneuf en relation avec le système de failles de Machecoul, atteignant localement une vingtaine de mètres d'épaisseur, (3) la perturbation du réseau hydrographique et l'incision récente du relief du compartiment inférieur de la faille de Machecoul, probablement d'âge pliocène, ainsi que (4) l'activité microsismique de la faille de Machecoul. Nos données suggèrent que la sédimentation plio-quadernaire des bassins en mer comme à terre au sud de la faille de Machecoul a pu être contrôlée par cette faille probablement héritée de l'Eocène. Ce travail confirme l'intérêt multi-disciplinaire de l'étude des failles en domaine de déformation faible et apporte un faisceau d'indices permettant de relier la faille de Machecoul à la rupture du séisme Vendéen de 1799 (M6), évènement historique de référence dans l'Ouest de la France de par son ampleur, et par là même de ses conséquences dans une zone littorale de plus en plus peuplée.

Title : Intraplate active deformation : multi-disciplinary onshore-offshore analysis of seismic risk in Vendee (France), from the M6 1799 Vendée earthquake.

Keywords : historical seismicity, active fault, intraplate, seismology, marine geophysics

Abstract : The Vendée department is classified as a level 3 seismic risk zone because of a moderate background seismic activity and a strong historical seismicity dominated by the 1799 January 25th (M6) major event in the Marais Breton. This earthquake caused local massive damages in Bouin and around Nantes, and its perception area stretched widely in the West of France. Coastal Vendée is located on the French Atlantic coast, south of the South Armorican Shear Zone. This area is made of numerous NW-SE trending hercynian inherited structures, reactivated during Mesozoic and Cenozoic times and delimiting holocene coastal marschlands. The main goal of this thesis is to characterize the geometry of potential plio-quadernary active faults in the area by focusing on the Machecoul fault, bounding the Marais Breton and the Baie de Bourgneuf sedimentary basins and potential candidate for the 1799 earthquake. We used a multidisciplinary onshore-offshore approach, including seismology (temporary network), marine geophysics (Chirp and Sparker seismic reflexion, high resolution bathymetry), morphotectonic, gravity, onshore drilling database and historical seismicity.

Our results allowed us to analyze and characterize (1) the Machecoul normal faults system structure and geometry in depth, (2) the plio-quadernary depocenters location in Marais Breton and Baie de Bourgneuf in relation with the Machecoul fault system, reaching locally around twenty meters thick, (3) the hydrographic network perturbation and recent incision of the Machecoul fault footwall, probably pliocene aged relief, (4) the microseismic activity of the Machecoul fault. Our data suggest that the plio-quadernary sedimentation of the marine and terrestrial basins located in the south of the fault could be controlled by this inherited fault, probably dated from Eocene age. This work confirms the importance of multi-disciplinary approach in the study of faults in low deformation context and provides a body of evidence allowing to connect the Machecoul fault to the rupture of the 1799 Vendée earthquake (M6), historic and reference event in the western part of France given its scale and so its consequences in the more and more densely populated coastal area.