



HAL
open science

Sismicité du Massif Armoricaïn : relocalisations et interprétation tectonique

Pierre Arroucau

► **To cite this version:**

Pierre Arroucau. Sismicité du Massif Armoricaïn : relocalisations et interprétation tectonique. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Nantes, 2006. Français. NNT : . tel-00117056

HAL Id: tel-00117056

<https://theses.hal.science/tel-00117056v1>

Submitted on 29 Nov 2006

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

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

UNIVERSITÉ DE NANTES
FACULTÉ DES SCIENCES ET DES TECHNIQUES

ÉCOLE DOCTORALE
MÉCANIQUE, THERMIQUE ET GÉNIE CIVIL

N° attribué par la bibliothèque :

Année 2006

□□□□□□□□□□

Sismicité du Massif Armoricaïn : relocalisations et interprétation tectonique

THÈSE DE DOCTORAT

Discipline : Sciences de la Terre

Spécialité : Géophysique

*Présentée
et soutenue publiquement par :*

PIERRE ARROUCAU

Le 30 juin 2006, devant le jury ci-dessous

Président : M. DAUTEUIL Olivier, *Directeur de Recherche CNRS*, Université de Rennes
Rapporteurs : Mlle DESCHAMPS Anne, *Directeur de Recherche CNRS*, Université de Nice
M. DÉVERCHÈRE Jacques, *Professeur*, Université de Bretagne Occidentale
Examineur : M. LAGABRIELLE Richard, *Directeur de Recherche*, LCPC Nantes
Membre invité : M. SOTIN Christophe, *Professeur*, Université de Nantes

Directeur de Thèse : M. MOCQUET Antoine, *Professeur*, Université de Nantes
Co-encadrant : M. VACHER Pierre, *Maître de Conférences*, Université de Nantes

Remerciements

Nous y voici.

Cette thèse fut financée par le Conseil Régional des Pays de la Loire et rédigée sous la bienveillante bénédiction de Sainte Eutrope. Que le premier soit remercié pour son soutien qui s'est poursuivi par le financement d'une partie des sismos acquis par le laboratoire. Que grâce soit rendue à la seconde, en clin d'œil au gang des Gogologues (Canal Historique) dont le soutien, d'autre nature, me fut également profitable.

Je me dois ensuite (et si je veux, d'abord) de remercier mes deux directeurs de thèse pour la grande latitude qu'ils m'ont accordée tout au long de ce travail, même si j'en ai parfois eu le vertige. Antoine tout d'abord (une main sur le Aki et dites "je le jure"), alias "tu touches au tabouret, tu touches à l'hôpital", pour ses éclats de rire et ses claquages de portes alors qu'on vous avait dit de ne pas l'énerver, pour les dépannages nicotiniques et autres tablettes de chocolat des derniers jours ; un grand merci d'ailleurs à toute la famille Mocquet (y compris le lapin Jojo, "il mé mord les pieds yé sais pas pourquoi") pour son immense gentillesse. Pierre ensuite, toujours au front des embrouilles informatiques et swapsaqueur en chef, pour son inénarrable humour de père (et de trois, d'ailleurs...), pour les excursions sismodesécoliques et les demi-tours au péage (c'est sans doute ce qu'il entend par aller-retour entre recherche et vulgarisation).

Vient le tour du jury, présidé par Olivier Dauteuil, à qui j'exprime ma reconnaissance à ce titre mais aussi parce qu'il porte une part de responsabilité dans l'irruption de la côte namibienne dans cette thèse sur le Massif Armoricaïn. Les deux rapporteurs en sont Anne Deschamps et Jacques Déverchère. Je retrouve ainsi Jacques, avec qui j'ai eu plaisir à travailler pendant les quelques mois que j'ai passés à l'IUEM et que j'ai recroisé à Villefranche-sur-Mer lors d'une réunion du CNFGG. Déjeuner sur le port à la pause de midi : arrivé les poches vides, c'est là que j'ai pu rencontrer Anne qui m'a avancé l'entrecôte et le café et m'a ainsi évité de devoir m'enfuir en abandonnant là mon ardoise. Que tous deux soient assurés de toute ma gratitude. Je suis également reconnaissant à Richard Lagabrielle d'avoir examiné ce travail. Et merci enfin à Christophe Sotin pour avoir accepté l'invitation, on espère qu'il a trouvé facilement.

Cette thèse a officiellement débuté le 1er octobre 2002, soit au lendemain du séisme de Lorient. J'ai alors passé quelques temps à Brest, où avec Julie Perrot, Jacques Déverchère et Joël Rolet, nous avons entamé une collaboration qui s'est avérée tout à fait fructueuse. Merci à tous les trois

pour leur énergie et leur enthousiasme, et tout particulièrement à Julie qui m'a très généreusement prêté son appartement pendant quelques temps, à Stéphane Rouzeau pour les coups de mains avec sed et awk et à Christophe Martin, alias PDP11, pour les innombrables dépannages informatiques ainsi que pour la disponibilité permanente de son briquet de sauvegarde. Je n'oublie pas les autres collègues brestois, Sébastien Gac, William Wetel, Manu la pilote d'hélicoptère, Angéline et ses problèmes de soumission d'abstract à l'EGU, et bien sûr une brestoïse plus récente, Anne Domzig, à qui je souhaite bon courage pour la dernière ligne droite.

Ce travail a été rendu possible par la mise à disposition des données enregistrées par le RéNaSS et le LDG et des bulletins du BCSF. Merci à Yves Ménéchal et à Laurent Bosca, pour les mises au point et pour la doc du CS5322 et à Pascal Tiphaneau pour le supplément de données du réseau des Charentes, mais aussi à Lars Ottemoller du British Geological Survey, et à Antòn Antòn Resurrecció de l'Institut Geogràfic Nacional, et enfin à tous les enseignants qui font vivre le projet Sismo des Écoles des Pays de la Loire, dont quelques données ont pu être utilisées ici.

Allez, un petit tour à l'Observatoire Royal de Belgique pour saluer le Docteur Ozgur Karatekin, digne compatriote (peut-être même descendant allez savoir) de Nasreddine Hodja, Tilio Rivoldini ("si ton prior est foireux tu changes ton prior"), et bien sûr l'incontournable Olivier Verhæven ("je suis d'accord"), fournisseur officiel du laboratoire en chokotoffs et haute autorité stochastique et markovienne sans qui cette thèse se serait vraisemblablement arrêtée quelque part à la fin du chapitre 3. Olivier, un grand merci. Et puisqu'il est question de chaînes de Markov, merci aussi à Albert Tarantola, d'abord pour m'avoir reçu dans son QG du Café Beaubourg, ensuite pour la chaleur de ses encouragements ("c'est un travail qui n'est pas ridicule...").

Et puis il y a le labo... Gaël et la petite clope qu'engage à rien, Caro qui mange avec Gaspard, Olivier Bourgeois qui s'en fout il a des roulées, le grand Pochat et la petite clope de l'amitié (sans oublier le petit Pochat qui ne veut pas aller à l'école et que je tiens à assurer de toute ma solidarité sur ce point), Daniel Mège (HDR, il y tient) qui continue à croire qu'il s'appelle Daniela Despan, qui téléphone à la femme de Morizet et qu'on remercie quand il ne prépare pas le café, Morizet champion de cheese cake, Jaffrézic et ses bocaux d'escargots, Éric Beucler ou le forban (à qui je dois une fière chandelle pour un sauvetage éclair sur Gretsche, Anatole peut en témoigner), Vé'ouonique Caouë'e qui ne se laisse pas marcher sur les pieds, Benoit Langlais (sans chapeau) et son arrivée remarquée sur sky (j'en profite pour le remercier, ainsi que le colloque SWARM, pour un dîner cruise divertissant on the Erdre river à l'époque de mon sprint rédactionnel final), Yves Bodeur et les trésors de biblio qu'il planque entre deux tiroirs de calcaire oolithique, Patrick Génot, libre, fixé ou non, Jean-Jacques Guillou alias Highlander, les téledétecteurs Rodriguez et Le Mouëlic, le bien cordial Jacques Girardeau et son acolyte Patrick Launeau, Christophe Monnier, fumeur impénitent qui a guidé mes premiers pas dans la recherche, la discrète Christèle Guivel, Éric Humler, second fumeur noir du Macumba, Guy Cornen et ses interventions en séminaire, notre ACMO de choc Erwan Le Menn, breton exilé à Orléans et de retour sur la terre de ses

ancêtres, Claudiusse agité par ses hormones, Éric et Hervé qui désormais ne litholamelleront plus ensemble, Alain Cossard, parapluie et moustache à l'anglaise, Lilianne ou la joie de vivre (et vive la CPA), Marie-Claire et ses encouragements des dernières semaines ("Arroucau! Au boulot!"), Colette qui jette des sorts au fax, Malika à qui l'on peut souhaiter beaucoup de bonheur pour la suite, Fabienne Épaulais la collègue des manifs, et enfin le sous-commandant Gilles Delesque, ex-kayakiste au Croisic con el pueblo unido y CNRS tan bien, avec qui j'ai partagé de nombreux éclats de rire à la pause café du matin ; sans oublier mes congénères, le premiers desquels Tonton Loïc ou Mevelos Loikakis qui fit dix ans d'athlétisme sur un malentendu (mais ne le dites pas à son père) et qui revalorise à présent le patrimoine pastoral en pays cadurcien, en n'oubliant pas de fédérer les différents acteurs ruraux de la vie locale (à moins que ce ne soit l'inverse) en agrémentant à l'occasion la douceur des soirées lotoises d'un petit verre de Prieuré de Cénac pour le développement durable de ses artères, le grand JB Auréjac (chromite litée etc etc), ourson slovène introduit en pays basse-indrais et devenu expert en potager ligérien, Judith (là), caractère bien trempé et talents culinaires indéniables, qui n'a pas non plus poursuivi dans la carrière, Laurent Lemée qui fut un voisin de maternité quelques mois avant la canicule de 1976 et qui a également déserté le front, Tonton Gaby (icy shell et tidal dissipation) parce qu'il faut bien qu'il y en ait qui réussissent, Jean-Philippe Combe, télédéetecteur hyperspectral en chef, qui après nous avoir fait une petite frayeur à base de lumbago, a délaissé le microphytobentos pour aller travailler avec le souriant Tom Mc Cord. Gageons qu'il ne manquera pas de s'en retourner plein d'usage et raison, si ce n'est vivre entre ses parents le reste de son âge, au moins terminer son assiette de caillettes, en ne négligeant pas de nous en faire parvenir un échantillon à l'occasion. Voilà pour les anciens, reste la jeune garde, Yoann Quesnel et Fanch Cout' qui devraient être les prochains sur la liste, Mat Chouk l'ébouriffé, Lætitia qui ne veut pas faire monitrice, Pierre-André ex-adjoint de Loïc à la trésorerie du CNEN (et en plus c'est pas une blague), Régis Roy (le petit frère de U?) et Charles Verporter, caution chti du bout du couloir, qui cohabite avec le corse de la bande, Silvain Rafini (elle vous plaît pas sa sœur?), son camion tombé en panne une nuit à Nogent-le-Rotrou, ses questionnements existentiels de fin de thèse (ou presque fin on va pas chipoter) sur la dimension fractale des milieux fracturés, avec une philosophie du terrain bien à lui à en croire Ryadh Ahmadi, son compagnon de route dans le désert tunisien, et que je salue ici (encore une soutenance à venir). Je ne saurais oublier les têtes chercheuses de passage et autres ATER dont l'effectif varie suivant les saisons : la retentissante Roxanne, Nicolas Bullard et ses démêlés avec la Castafiore, Alexis Stépanian qui se refuse à modéliser la Loire, ça nous empêchera pas d'aller boire un café sur le port de Saint-Vaast-la-Hougue un de ces quatre, Damien Butaye maintenant photographe karstique, Luc Guyot qui se la coule douce à Mada, Laurent Desmurs, un peu tête en l'air sur ce coup-là et qui a bien trouvé de quoi s'occuper quand même, Loïc Costeur et Olivier Maridet (alias Tic et Tac le dira-t-on assez), paléontologues de service, et bien sûr Nicolas Olivier, tueur en série désormais lyonnais.

Et puis il y a le reste du monde. D'abord la fine équipe de Basse-Indre et le chat Camoulox, Frédal qui traduit mais ne conduit point, lancé (et néanmoins élané) depuis peu dans la culture de carottes (comme quoi tout peut arriver), JB (encore lui) qui corrige sa thèse entre deux arrosages de pieds de tomates et autres plantes exotiques, Loïc qui n'y est plus, Armel qui doit bien s'énerver de temps en temps y a pas de raison, Tony ou la tornade y molto paccere con mucha forza get's high qui passe par là quand il n'est pas sur une île et qui finira bien par arrêter de s'énerver y a pas de raison non plus, Jérôme Minguet qui devrait arrêter d'énerver Tony, Jissé encore in Zion mais bientôt de retour des meneziau helvètes pour le calme francilien (tant pis ce ne sera pas un petit suisse...), Audrey, énergique institutrice et amie de longue date et Tarouka qui observe le remue-ménage avec philosophie, Ronan et Katy exilés à Rennes pour affaires et Jérémie qui trouve que la musique ça fait bien l'affaire, Sam et Élina ou l'anti-berniq-attitude (encore un grand merci pour la carte d'Inde et bien sûr Tancrede l'afghan, prochainement couvreur ; Vincent Pellerin, châtelain à Saint-Étienne-de-Montluc qui a échappé de peu à une carrière de contrôleur à la TAN, Antoine Pellerin qui m'a accueilli dans son logement panaméen, de même que Manu Saou sur le pont de Tolbiac ; Gweltas à Park Avenue (comme Arnold et Willy) et Béné à l'USGS (comme quoi...) ; les copains du Ségala (c'est aussi ça) ; Guy Maj' ou la caverne d'Ali Baba ; Stefanos Karamelas, désormais expert en perles et améthystes ("eh, c'est pas problém, pour moi zamanfou") et le petit monde de l'IMN, Fady, Carla, Éloïse, Laurent et Manu Fritsch ; Cat, Flo et feu Bubulle, Charles Gumiaux le grand manitou armoricain et Éric Le Gloaguen qui n'avait encore écrit que zéro page qu'en j'atteignais à peine la dixième (et ça suffit à remonter le moral) ; Jean-Mathieu Chrétien et tous nos sympathiques voisins chimistes ; Boris Papin qui réfléchit à son projet de vie, Julien Babault et sa recette de brocoli au roquefort de la grand-mère de Dom, actuellement en plein projet de vie catalan (mais l'accordéon n'est jamais bien loin...), la petite clique de la Varenne ou l'architecture en chanvre et laine de yack (à quand les toilettes sèches ?) : Tom, Mary et la petite Éliisa qui découvre Prague cet été.

Enfin, puisque la science ne se fait pas que dans les laboratoires, il me reste à saluer Shane, Cormack, Ester, Manu et Snapper from Buck Mulligan's, Momo from Briord, Claude-Guy from le Duo, Jérôme et Dany from le Versailles, Josy (à fond) from le Masque, Michel from le Remorqueur, Odile from les Voyageurs (une bretonne exilée en pays rouerguat) et toutes celles et tous ceux qu'il m'a été donné de croiser ici et là chez ces gens-là...

Table des matières

Remerciements	1
Introduction	9
1 Cadre de l'étude	13
1.1 Un héritage géologique et structural	13
1.1.1 Structure générale du Massif Armoricaïn	13
1.2 L'héritage précambrien et les directions N50-N60	15
1.2.1 Généralités	15
1.2.2 La structuration cadomienne	16
1.3 L'héritage hercynien et les directions N110-N130	17
1.3.1 Généralités	17
1.3.2 L'héritage hercynien du Domaine Sud-Armoricaïn	17
1.3.3 L'héritage hercynien du Domaine Centre-Armoricaïn	18
1.3.4 L'héritage hercynien du Domaine Nord-Armoricaïn	18
1.3.5 Bilan	19
1.4 Les événements post-hercyniens et les directions N130-N150	19
1.4.1 Le Mésozoïque	20
1.5 La déformation actuelle du Massif Armoricaïn	22
1.5.1 La tectonique des plaques	22
1.5.2 Le rebond post-glaciaire	22
1.5.3 Le rôle des fluides	24
1.6 Héritage géologique et sismicité : les questions posées	24
2 Les données	25
2.1 Origine des données	25
2.2 Réseaux sismologiques	26
2.2.1 Les stations du RéNaSS	26
2.2.2 Les stations du LDG	26

2.2.3	Le réseau britannique	28
2.2.4	Le réseau espagnol	28
2.2.5	Le réseau Sismo des Écoles des Pays-de-la Loire	28
2.3	La correction de l'effet FIR	31
2.3.1	L'acquisition des données	31
2.3.2	Les filtres à réponse impulsionnelle finie	33
2.3.3	Le cas des stations du LDG	35
2.4	L'apport des pointés visuels	41
3	Analyse de la séquence de répliques du séisme de Lorient (30 septembre 2002, $M_W=4,3$)	43
3.1	Contexte géologique et sismotectonique	43
3.1.1	Contexte géologique	43
3.1.2	Contexte sismotectonique	47
3.2	Le choc principal	49
3.2.1	Localisation et paramètres de la source	49
3.2.2	Opportunité d'une campagne d'écoute post-sismique	50
3.3	La campagne SISBREIZH	51
3.3.1	Mise en place d'un réseau de stations temporaires	51
3.3.2	Traitement des données	53
3.3.3	Évaluation de la magnitude des répliques	57
3.3.4	Détermination d'un modèle de vitesse	58
3.3.5	Détermination des mécanismes au foyer et évaluation du champ de contraintes associées	60
3.3.6	Distribution spatiale des répliques	67
3.4	Évaluation du processus de rupture du choc principal	75
3.4.1	Rayon de la source	75
3.4.2	Rapport énergie sur moment	76
3.4.3	Chute de contrainte	77
3.5	Conclusions	77
4	Détermination jointe d'un modèle de vitesse et des localisations hypocentrales	81
4.1	Introduction	81
4.1.1	Formulation du problème	81
4.1.2	Aperçu de la stratégie adoptée	82
4.2	Approche probabiliste des problèmes inverses	82
4.2.1	Choix de la méthode de résolution	83
4.2.2	Le théorème de Bayes	84
4.2.3	Probabilités marginales	85

4.3	Inversions de Monte Carlo par chaînes de Markov (MCMC)	85
4.3.1	Principe	85
4.3.2	Propriétés et définitions	86
4.3.3	L'algorithme de Metropolis-Hastings	88
4.4	Description de la méthode utilisée	89
4.4.1	Définition des paramètres du modèle	89
4.4.2	État d'information <i>a priori</i>	90
4.4.3	Description de l'algorithme d'inversion	91
4.5	Application à la région de Lorient	96
4.5.1	Inversion des temps d'arrivée	97
4.5.2	Relocalisations	109
4.6	Discussion	121
5	Relocalisation des séismes du Massif Armoricaïn	123
5.1	Modèles de vitesse	123
5.1.1	Partition de la zone d'étude	123
5.1.2	Définition des sous-régions	124
5.1.3	Résultats de l'inversion	127
5.2	Relocalisations	133
5.2.1	Distribution épiscoptrale	133
5.2.2	Relocalisations à partir des modèles de vitesse modaux	141
5.2.3	Densité et entropie de la distribution	148
5.2.4	Energie libérée	149
5.2.5	Profondeur des sources	153
5.2.6	Relation entre la sismicité du Massif Armoricaïn et ses caractéristiques physiques	155
5.2.7	Comparaison à la marge sud-ouest africaine	163
5.3	Bilan	169
6	Synthèse et interprétation	171
6.1	Sismicité et propriétés rhéologiques de la croûte armoricaïne	171
6.1.1	Une ceinture à forte densité	171
6.1.2	Relations entre sismicité, topographie, flux de chaleur et profondeur du Moho	173
6.1.3	Une part d'héritage	173
6.1.4	Profondeur des sources	176
6.1.5	Considérations énergétiques	176
6.1.6	Répartition de la sismicité le long de la ceinture à forte densité de séismes .	178
6.2	Conclusion	179

Introduction

Le Massif Armoricaïn constitue une région de socle dont la structure actuelle témoigne pour l'essentiel de deux événements orogéniques anté-mésozoïques : l'orogénèse cadomienne qui conclut l'orogénèse panafricaine à la fin du Protérozoïque, puis l'orogénèse varisque, qui a affecté l'Europe occidentale à la fin des temps paléozoïques. Par la suite, l'ouverture de la Téthys, de l'Atlantique Nord et du Golfe de Gascogne, puis les épisodes compressifs associés à la mise en place des Alpes et des Pyrénées, et enfin la phase de rifting oligocène, n'ont pas modifié de façon fondamentale la structure de la région, bien que des accidents d'âge méso-cénozoïques y soient décrits. Apparemment préservé au Néogène et au Quaternaire, ce domaine connaît actuellement une période de relative quiescence, avec la réserve que la faible représentation des marqueurs sédimentaires dans cette région y limite considérablement l'étude des déformations récentes.

Situé sur la bordure occidentale de la plate-forme ouest-européenne, le Massif Armoricaïn occupe actuellement une position de marge continentale passive au cœur d'un domaine de déformation intraplaque. Un bref examen de la carte de sismicité de l'Ouest de l'Europe (figure 1) suffit à s'acquiescer de l'observation suivante : le Massif Armoricaïn est une région sismiquement active. C'est là le signe le plus manifeste d'une activité tectonique actuelle d'autant plus remarquable qu'en comparaison, les trois bassins mésozoïques adjacents que sont le Bassin Aquitain au Sud, le Bassin Parisien à l'Est et le Bassin des Approches Occidentales de la Manche au Nord-Ouest, paraissent quant à eux à peu près inactifs.

Cette sismicité est tout d'abord caractérisée par des magnitudes faibles : sur l'ensemble des 2085 événements recensés par le BCSF (Bureau Central Sismologique Français) entre janvier 1980 et avril 2004, 98,8 % ont une magnitude M_L inférieure à 4. Avec environ 7 événements par mois en moyenne sur la période considérée (toutes magnitudes confondues), elle peut d'autre part être qualifiée de modérée. Enfin, cette sismicité apparaît diffuse. En effet, les épicentres paraissent répartis de manière aléatoire sur l'ensemble de la zone, sans que semblent préférentiellement sollicitées les structures tectoniques connues, héritées de l'histoire géologique de la région.

La question de l'origine de la sismicité du Massif Armoricaïn reste ouverte. Quelle est, dans le champ de déformation que connaît actuellement cette région, la contribution de la tectonique des plaques qui met en jeu la remontée de l'Afrique vers le continent eurasiatique et la poussée due à l'expansion de l'Océan Atlantique ? Dans quelle mesure les réajustements isostatiques consécutifs à

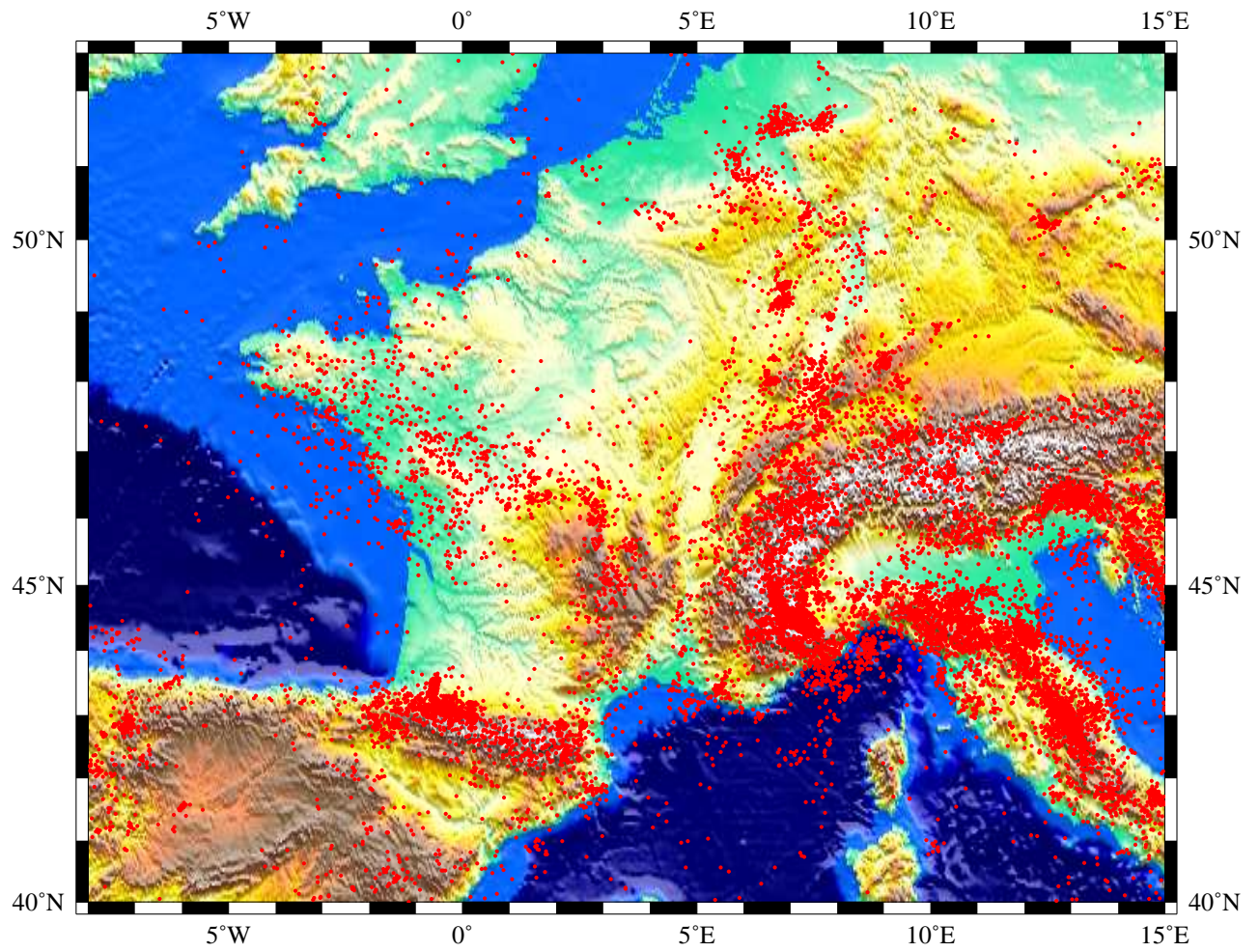


FIG. 1 – Carte de sismicité de l'Ouest de l'Europe (données USGS, magnitudes supérieures ou égales à 2,5).

la dernière glaciation peuvent-ils induire une activité tectonique ? Le caractère diffus de la répartition des séismes peut s'expliquer par une importante fracturation de l'ensemble de la région mais révèle peut-être aussi une faible couverture de l'Ouest de la France par les réseaux sismologiques existants. Celle-ci entraîne de fortes incertitudes sur les localisations ainsi que sur les mécanismes au foyer publiés. Compte tenu des faibles magnitudes observées, les séismes de cette région ne produisent pas de rupture jusqu'en surface. Quelle est alors la part de réactivation d'accidents anciens dans l'organisation spatiale de cette sismicité ? L'objet de ce travail est d'apporter des éléments de réponse à ces questions.

Le chapitre 1 présente les grands traits de l'héritage géologique et structural légué au Massif Armoricaïn au cours de son évolution géodynamique. Les grands domaines qui le constituent y sont définis et les principaux accidents reconnus y sont répertoriés. Les hypothèses concernant les causes de sa sismicité y sont détaillées et nous verrons que le Massif Armoricaïn présente une certaine spécificité par rapport à d'autres domaines continentaux intraplaques.

Le chapitre 2 est consacré à la présentation des données utilisées. La localisation précise de l'ensemble des événements survenus dans la région étudiée nécessite un pointé précis des temps d'arrivée aux stations pour l'ensemble des événements et la détermination de modèles de vitesse adaptés. Un pointé visuel, indépendant, a donc été effectué sur les sismogrammes recueillis auprès du RéNaSS (Réseau National de Surveillance Sismique de Strasbourg) et du LDG (Laboratoire de Détection Géophysique du CEA) pour la période allant du 1er janvier 1980 au 1er avril 2004. Pour certains événements, les signaux procurés par le réseau britannique du BGS (British Geological Survey) et par le réseau espagnol de l'IGN (Instituto Geográfico Nacional) ont été ajoutés à la base de données, de même que quelques enregistrements effectués par le Réseau Sismo des Écoles des Pays-de-la-Loire. Les artefacts liés à l'utilisation de filtres anti-repliement à réponse impulsionnelle finie (filtres FIR) dans la chaîne d'acquisition des stations du LDG ont d'autre part été corrigés après détermination du filtre équivalent à phase minimale à partir des informations fournies par le LDG. Quelques exemples de pointés visuels sont enfin comparés aux temps d'arrivée dispensés dans les catalogues du BCSF (Bureau central Sismologique Français). Il en résulte la constitution d'une nouvelle base de données de temps d'arrivée d'onde P_g , P_n , S_g et S_n pour la région.

Le chapitre 3 présente l'étude détaillée de la séquence de répliques du séisme de Lorient du 30 septembre 2002. Cette partie du travail a été réalisée à Brest, en collaboration avec Julie Perrot et Jacques Déverchère. Un réseau de douze stations sismologiques temporaires a été déployé dans la région épicerale quelques dizaines d'heures après le séisme. L'étude des répliques enregistrées a permis de contraindre la localisation et la géométrie du choc principal. Dans les conclusions finales de cette thèse, les résultats de cette étude locale seront mis en relation avec ceux obtenus à l'échelle régionale après relocalisation de l'ensemble de la base de données.

Le chapitre 4 concerne la méthode d'inversion qui a été appliquée aux temps d'arrivée déterminés au cours de ce travail. Il s'agit d'une inversion probabiliste de type Monte Carlo utilisant les pro-

priétés des Chaînes de Markov. Elle consiste en une détermination jointe des paramètres d'un modèle 1D de vitesse des ondes P d'une part et des paramètres hypocentaux d'autre part. La méthode sera d'abord appliquée à la région de Lorient et la localisation précise du séisme du 30 septembre 2002, déduite de la position de ses répliques, permettra d'éprouver la méthode.

Son application à l'ensemble des données des pointés de temps d'arrivée fait l'objet du chapitre 5. La région a tout d'abord été divisée en 11 sous-régions. Les résultats obtenus pour les modèles de vitesse conduisent à une première appréhension des variations latérales de la vitesse des ondes P dans le Massif Armoricaïn. De larges incertitudes restent associées aux localisations, du fait d'une faible couverture de la région par les réseaux sismologiques. Aussi l'étude des relocalisations est-elle abordée sous l'angle d'une analyse statistique, à grande échelle, de la distribution des séismes. Celle-ci est notamment comparée aux variations latérales des caractéristiques physiques du Massif Armoricaïn. Le parti a été pris dans ce chapitre de limiter son contenu à la description des distributions observées et des relations mises en évidence entre les différents paramètres. La synthèse de ces résultats fait l'objet du chapitre 6. L'interprétation tectonique et géodynamique proposée permet de préciser les rôles respectifs de l'héritage géologique et structural d'une part et des contraintes liées à la tectonique des plaques d'autre part dans la sismicité du Massif Armoricaïn.

Chapitre 1

Cadre de l'étude

1.1 Un héritage géologique et structural

1.1.1 Structure générale du Massif Armoricaïn

Le Massif Armoricaïn est un segment affleurant de la Chaîne Hercynienne d'Europe Occidentale et constitue une région de socle précambrien à paléozoïque bordé de trois bassins sédimentaires d'âge mésozoïque (p.e. Ziegler (1987); Bonnet (1997)) : le Bassin Parisien à l'Est, le Bassin Aquitain au Sud et le Bassin des Approches Occidentales de la Manche au Nord-Ouest. N'ayant été que peu mobilisé lors d'événements géodynamiques ultérieurs, le Massif Armoricaïn doit l'essentiel de son architecture actuelle à des zones de cisaillement héritées des orogènes cadomienne (650-550 Ma) et hercynienne (420-290 Ma). Celles-ci délimitent des compartiments ayant connu des histoires sédimentaires et tectono-métamorphiques contrastées. On distingue ainsi en premier lieu deux puissants décrochements dextres injectés de granites syntectoniques tardi-hercyniens : les Cisaillements Nord- et Sud-Amoricaïn.

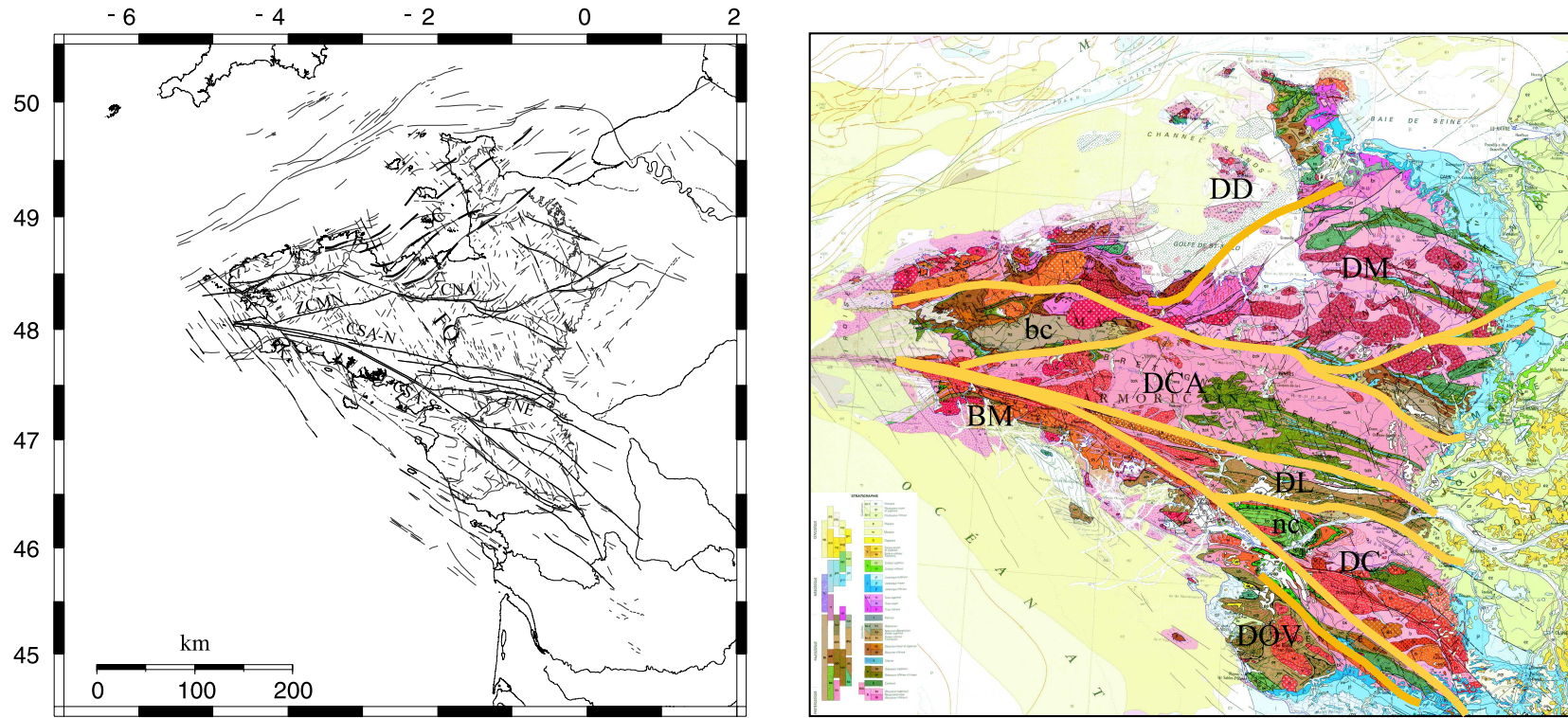


FIG. 1.1 – Caractéristiques géologiques et structurales du massif Armoricain (d'après carte géologique de France au 1 : 1 000 000). Les noms des principales failles citées dans le texte sont indiquées sur la figure de gauche. CNA : Cisaillement Sud-Armoricain. CSA-N : branche nord du Cisaillement Sud-Armoricain. CSA-S : branche sud du Cisaillement Sud-Armoricain. FNE : Faille de Nort-Sur-Erdre. FQ : Faille de Quessoy-Nort-sur-Erdre. SC : Zone de Cisaillement de Saint-Cast. ZCMN : Zone de Cisaillement des Montagnes Noires. Les noms des domaines et de quelques zones citées dans le texte sont d'autre part indiqués sur la figure de droite. bc : Bassin de Châteaulin. nc : Nappe de Champtoceaux. DCA : Domaine centre-Armoricain. BM : Bretagne méridionale. DL : Domaine Ligérien. DD : Domaine Domnonéen. DM : Domaine Mancellien. DOV : Domaine Ouest-Vendéen. DC : Domaine de Champtoceaux.

Le premier s'étend depuis le Sud du Pays de Léon jusqu'au Sud du Bassin de Laval et sépare le Domaine Nord-Armoricain du Domaine Centre-Armoricain. Le second est constitué de deux branches, confondues le long d'une direction N90-N100 entre la Pointe-du-Raz et la limite occidentale des Landes de Lanvaux, où elles s'individualisent. La Branche Nord conserve la même direction et se poursuit vers l'Est jusqu'à Angers. Elle marque la frontière entre les Domaines Centre- et Sud-Armoricain. La Branche Sud quant à elle, s'incurve sensiblement vers le Sud en se séparant de la Branche Nord, et se prolonge jusqu'au Sud de la Vendée où son orientation est N120-N130. Elle constitue ce que certains auteurs ont baptisé la Zone Broyée Sud-Armoricaine. Elle divise le Domaine Sud-Armoricain en deux zones : la Bretagne méridionale au Sud et le Domaine Ouest-Vendéen à l'Ouest, qui se trouvent ainsi séparés d'une région pincée entre les branches du Cisaillement Sud-Armoricain. Cette dernière peut enfin être divisée en deux sous-domaines localisés de part et d'autre de la faille de Nort-sur-Erdre, parallèle à l'axe Lanvaux-Angers : le Domaine Ligérien au Nord et le Domaine de Champtoceaux au Sud.

Le Domaine Nord-Armoricain a été peu affecté par les déformations liées à l'orogénèse hercynienne. Il est ainsi un témoin privilégié des événements antépaléozoïques. Il est composé de séries détritiques qui accompagnent la mise en place de la cordillère cadomienne, ainsi que d'importantes unités magmatiques dont la nature traduit l'évolution du contexte géodynamique au cours de ce cycle orogénique.

Le Domaine centre-Armoricain est quant à lui constitué de sédiments turbiditiques briovériens à cambriens (Ballèvre *et al.* (2001)), déposés dans un milieu de plate-forme peu profonde. Ceux-ci constituent le socle de ce domaine, recouverts de sédiments paléozoïques post-cambriens plissés au cours des événements hercyniens.

Dans le Domaine Sud-Armoricain, les déformations hercyniennes ont oblitéré les structures préexistantes. Ce domaine correspond aux zones internes de l'orogène varisque et témoigne de son évolution au cours de la collision.

Ces domaines étant définis, nous allons voir, à travers une présentation succincte de l'histoire géologique du massif Armoricaire, comment chacun d'eux a été affecté lors des deux orogénèses successives, puis au cours de son évolution géodynamique post-varisque.

1.2 L'héritage précambrien et les directions N50-N60

1.2.1 Généralités

Le Domaine Nord-Armoricain, ainsi que ses prolongements, sous le Bassin Parisien jusqu'à l'anomalie magnétique du Pays-de-Bray d'une part, et d'autre part jusqu'à l'anomalie de la Manche, constitue le bloc cadomien, reconnu comme un segment de l'orogène panafricain (Brun *et al.* (2001); Chantraine *et al.* (2001)). A la fin du Protérozoïque, ce bloc est situé sur la bordure sep-

tionale du Gondwana et se prolonge au Nord par la chaîne avalonienne (Chantraine *et al.* (2001); Nance *et al.* (2002)). Cette zone n'a pas enregistré de déformations significatives depuis cette période et conserve ainsi la géométrie qu'elle a acquise lors de l'orogène cadomienne. Il est admis que celle-ci correspond à un contexte de subduction de type andin, le long d'une marge continentale active, suivie d'un stade de raccourcissement crustal puis de collision, caractérisé par une tectonique transpressive.

1.2.2 La structuration cadomienne

L'orogène cadomien du Domaine Nord-Armoricain se caractérise par un ensemble d'unités orientées N50-N60. Celles-ci sont séparées par des chevauchements à vergence sud dont le pendage élevé rend compte de la nature transpressive de la déformation, dû à un contexte de convergence oblique (Brun *et al.* (2001)). Le profil de sismique-réflexion réalisé dans le cadre du projet GéoFrance 3D-ARMOR (Bitri *et al.* (1997)) montre que les décrochevements identifiés en surface présentent une géométrie listrique et qu'ils s'enracinent à la base de la croûte supérieure, à 12 km de profondeur environ.

La zone de cisaillement de Saint-Cast, qui relie la Baie de la Fresnaye à Coutances selon une orientation N50, marque la frontière entre le Domaine Domnonéen au Nord-Ouest et le Domaine Mancellien au Sud-Est. Ceux-ci ont connu une évolution géodynamique distincte au cours des événements cadomiens. Le Domaine Domnonéen est interprété comme un domaine "orogénique" constituant la cordillère cadomienne (Chantraine *et al.* (1988), Rabu *et al.* (1990)) dans un contexte régional de subduction et d'accrétion d'arc volcanique. Par opposition, le Domaine Mancellien, considéré comme un domaine "intraplaque", est supposé n'avoir été affecté que par une tectonique et un plutonisme tardifs.

Le Briovérien du Domaine Centre-Armoricain est postérieur aux événements cadomiens. Son substratum n'est pas accessible en surface mais sa proximité avec le Domaine Nord-Armoricain laisse supposer qu'il a pu enregistrer au moins en partie les déformations liées à la mise en place de l'orogène. Un profil de sismique réflexion grand-angle (profil ECORS, Matte et Hirn (1988)) traverse le domaine le long de sa bordure orientale. Il met en évidence des réflecteurs plongeant vers le SW interprétés comme des décollements varisques. Si des structures cadomiennes subsistent dans ce socle, elles ne peuvent malheureusement être décelées sur ce profil, parallèle à la chaîne.

Enfin il est probable que le Cisaillement Nord-Armoricain, qui sépare les domaines Nord- et Centre-Armoricain soit hérité de cette période, ainsi que le fait remarquer Chauris (1969), qui identifie dans le linéament de Molène-Moncontour un accident précambrien ayant par la suite joué un rôle significatif dans la paléogéographie du Paléozoïque.

1.3 L'héritage hercynien et les directions N110-N130

1.3.1 Généralités

Le dernier épisode tectono-métamorphique significatif dans l'histoire géologique du Massif Armoricaïn est incontestablement l'édification de la chaîne hercynienne, au cours de laquelle il acquiert l'essentiel de sa structure actuelle. Après un épisode de rifting au Paléozoïque inférieur, l'histoire hercynienne est celle de la collision entre deux blocs continentaux : le Gondwana au Sud et la Laurentia-Baltica au Nord. Cette collision se produit à partir du Dévonien, après la fermeture de l'Océan Rhéique ouvert entre le Cambrien et l'Ordovicien, et se conclut à la fin du Carbonifère pour former la Pangée. Les témoins de cette orogénèse se répartissent sur plusieurs milliers de kilomètres depuis le Sud de l'Espagne jusqu'au Massif Bohémien (Matte (1986)). Les directions héritées de cette période correspondent essentiellement à celles du Cisaillement Nord-Armoricaïn d'une part (N110) et du Cisaillement Sud-Armoricaïn d'autre part (N110-N130).

1.3.2 L'héritage hercynien du Domaine Sud-Armoricaïn

Le Cisaillement Sud-Armoricaïn est reconnu depuis longtemps comme une zone de cisaillement majeure (Gapais et Le Corre (1980)), d'échelle vraisemblablement lithosphérique (Judenherc (2000)). Il est jalonné d'orthogneiss antéhercyniens (par exemple les massifs de Moëlan et de Lanvaux) et de granites syncinématiques montrant des textures mylonitiques, ultramylonitiques et cataclastiques qui témoignent d'intenses déformations associées à des mouvements transcurrents dextres au Carbonifère (Berthé *et al.* (1978); Jégouzo (1980)). Il est actif au cours de l'amincissement qui achève la collision. Sa branche sud apparaît alors comme une faille de transfert entre un domaine en cours d'amincissement au Sud et une croûte stable au Nord (Gumiaux (2003)).

Dans le cadre du programme GéoFrance 3-D, de nombreuses données géophysiques ont été acquises dans cette région du Massif Armoricaïn (Truffert *et al.* (2001); Bitri *et al.* (2003); Martelet *et al.* (2004)). Le profil de sismique réflexion (Bitri *et al.* (2003)) met en évidence, entre la faille de Nort-sur-Erdre et la branche nord du Cisaillement Sud-Armoricaïn, une structure chevauchante à vergence nord qui s'enracine au Sud jusqu'à 30 kilomètres de profondeur. L'étude intégrée des données sismiques et gravimétriques permet en outre de préciser la géométrie 3D de cette structure (Martelet *et al.* (2004)). La faille de Nort-sur-Erdre semble notamment se verticaliser vers l'Ouest à l'approche de la branche sud du Cisaillement Sud-Armoricaïn. Le granite de Vigneux est cisailé le long de cette branche, s'y enracine à une profondeur de 10-15 km et montre un extension latérale bien supérieure à son contour cartographique. Ce chevauchement est postérieur à l'épisode de haute pression, donc post-carbonifère inférieur. Le raccourcissement estimé est de l'ordre de 20 kilomètres. La reconstruction avant chevauchement conduit les auteurs à proposer une suture préexistante, constituée d'unités éclogitiques, plongeant vers le Nord. Cette géométrie initiale est

ensuite affectée par le chevauchement à vergence nord puis par le fonctionnement dextre du Cisaillement Sud-Armoricain, dont l'activité se poursuit, au Carbonifère supérieur, jusque dans les stades les plus tardifs de la collision.

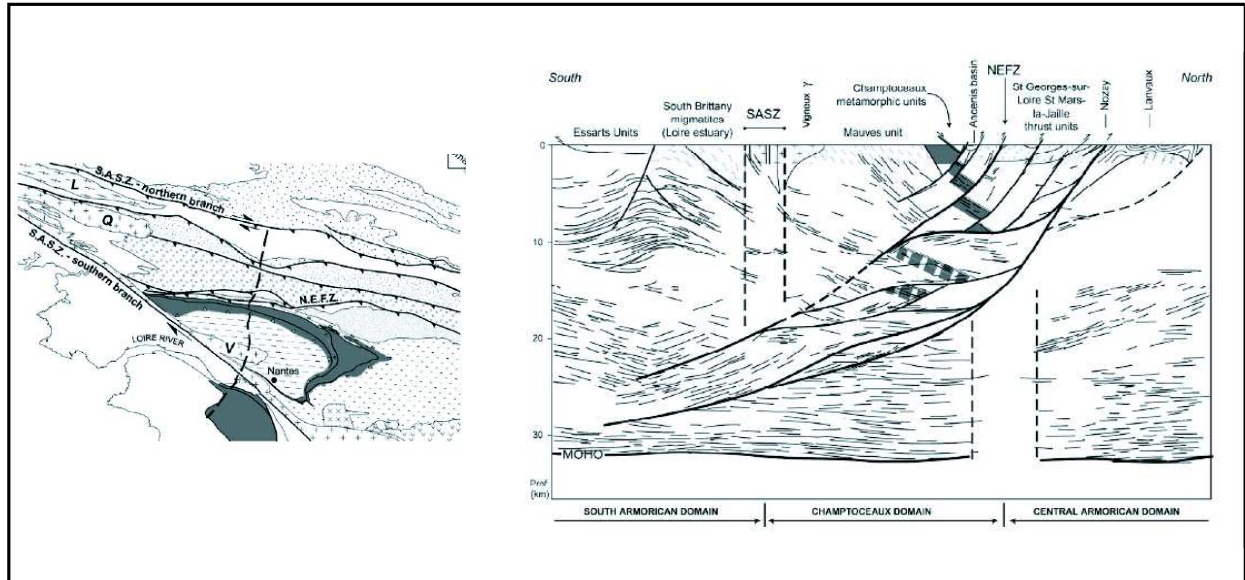


FIG. 1.2 – Profil sismique effectué dans la nappe de Champtoceaux dans le cadre du programme GéoFrance 3D.

1.3.3 L'héritage hercynien du Domaine Centre-Armoricain

Le Domaine Centre-Armoricain est divisé en deux par une zone de cisaillement hercynienne orientée WSW-ENE : la Zone de Cisaillement des Montagnes Noires (Gumiaux (2003)). Celle-ci résulte vraisemblablement de la remobilisation d'une structure héritée de l'orogénèse cadomienne et sépare le domaine de Bretagne Centrale à l'Ouest, du bassin de Châteaulin à l'Est. Elle relie les cisaillements Sud- et Nord-Armoricain le long d'un axe Quimper-Moncontour.

Le domaine de Bretagne centrale a été déformé en cisaillement simple dextre au cours du Carbonifère. Il est caractérisé par des plis droits, une schistosité subverticale, et une linéation d'étirement subhorizontale, orientés EW (p.e. Ledru *et al.* (1986)).

1.3.4 L'héritage hercynien du Domaine Nord-Armoricain

Les déformations hercyniennes dans le Domaine Nord-Armoricain sont très limitées. L'extension en profondeur du Cisaillement Nord-Armoricain, qui le sépare du Domaine Centre-Armoricain, semble limitée à la croûte (Judenherc (2000)).

Les filons doléritiques de Saint-Malo, grossièrement orientés nord-sud, ainsi que leur prolongement en mer, forment un essaim filonien d'âge dinantien (Lefort et Aïfa (1986)). Celui-ci indique un épisode fissural dans le Domaine Nord-Armoricain aux alentours de 330 Ma (Lahaye *et al.* (1995)), soit entre le Dévonien supérieur et le Carbonifère. Leur direction est compatible avec la direction de raccourcissement varisque et leur présence indique un comportement rigide de ce domaine au cours de la collision. On notera enfin que ces filons sont recoupés par des accidents sénestres orientés N60 (Lefort et Aïfa (1986)) qui indiquent une réactivation mineure des accidents cadomiens après le Carbonifère supérieur.

Les événements varisques ont néanmoins imprimé leur marque dans le Nord du Massif Armoricaire. Butaeye *et al.* (2001) ont montré que ceux-ci se traduisent par des rétrochevauchements à vergence sud, dont la trace en surface est orientée N110, contemporains de l'injection des granites varisques de Flamanville, de Barfleur et d'Alençon. Ils se développent à la faveur de surfaces de décollement qui pourraient correspondre à la base des bassins flyschoides briovériens. De tels rétrochevauchements ont par ailleurs été identifiés en Manche à partir des profils SWAT 10 et 11 (Bois *et al.* (1990)).

1.3.5 Bilan

L'héritage hercynien du Massif Armoricaire est essentiellement marqué par l'existence des Cisaillements Nord- et Sud-Armoricain, orientés N110 à N130. Il apparaît que les domaines qu'ils délimitent présentent tout d'abord des caractéristiques géologiques et des comportements très différents au cours de la déformation hercynienne.

1.4 Les événements post-hercyniens et les directions N130-N150

L'extension post-orogénique liée à l'effondrement de la chaîne hercynienne initiée à la fin du Carbonifère se poursuit au Permien et vraisemblablement jusqu'au Trias (Bonnet (1997)). Au Mésozoïque, la dislocation progressive de la Pangée conduit à l'ouverture de la Téthys, puis de l'Océan Atlantique et du Golfe de Gascogne. Au Cénozoïque, l'évolution géodynamique de l'Europe est marquée par les collisions alpine et pyrénéenne et par le développement à l'Oligocène d'un système de rift d'échelle continentale, reconnu sur plus de 1000 kilomètres depuis la Mer du Nord jusqu'à la Fosse de Valence, aux abords des côtes espagnoles. Ce rift, dont l'initiation est contemporaine des premières phases d'inversion des bassins mésozoïques situés en Manche et en Mer Celtique (Ziegler (1990)), évolue tout au long du Cénozoïque et jusqu'au Quaternaire. Le développement progressif de ce réseau interconnecté de fossés tectoniques (les grabens de la Ruhr, du Rhin, de Leine, de la Saône, d'Eger, de Limagne, de Bresse, le Golfe du Lion, la fosse de Valence et le bassin liguro-provençal) s'accompagne en outre de la surrection des dômes thermiques

du Bouclier Rhénan, du Massif Central, des Vosges et de la Forêt Noire, ainsi que d'un volcanisme dont le paroxysme est enregistré au Plio-Quaternaire. Les événements tectoniques associés contrôlent le développement de bassins sédimentaires dans l'ensemble du domaine péri-armoricain. La structure acquise par le Massif Armoricain à l'issue de l'orogénèse hercynienne n'en est pas modifiée mais il s'y développe des accidents sécants aux directions héritées.

1.4.1 Le Mésozoïque

L'ouverture de l'Atlantique Nord

Vignerresse (1988) attribue à l'ouverture de l'Atlantique l'activation des accidents de direction N130-N150 en Bretagne et jusqu'en Irlande. Parmi celles-ci, la faille Kerforne est reconnue à terre en Presqu'île de Crozon (p.e. Lardeux (1996)). Lefort et Segoufin (1978) et Lefort (2000) considèrent qu'il s'agit d'un accident long de plusieurs centaines de kilomètres qui peut être suivi depuis l'embouchure de la Gironde jusqu'aux îles Scilly en Cornouaille anglaise. Elle délimite d'autre part des bassins tertiaires en baie de Concarneau (Delanoë *et al.* (1975)). Son activité récente a par ailleurs pu contrôler l'évolution du paléorivage quaternaire en baie de Douarnenez (Jouet *et al.* (2003)).

L'existence de la faille de Quessoy-Nort-sur-Erdre (p.e. Bonnet (1997)) a initialement été déduite de l'alignement de petits bassins tertiaires qui coïncident avec une série d'anomalies gravimétriques (Jaeger (1967)). Elle traverse toute la Bretagne du Nord au Sud, sur une distance de 300 à 400 km, selon un axe N150, depuis l'Est de l'île de Bréhat où elle longe la côte jusqu'en Baie de Saint-Brieuc, jusqu'à la Loire dans la région de Champtoceaux. Mais il faut souligner que cet accident n'a pas de signature continue en surface. De nombreuses failles de quelques dizaines de kilomètres de long, orientées suivant la même direction, apparaissent dans l'ensemble de la Bretagne et forment un réseau en éventail qui recoupe les directions armoricaines.

L'ouverture du Golfe de Gascogne

L'ouverture du Golfe de Gascogne, le long des marges armoricaine et nord-ibérique, s'effectue principalement entre le Crétacé inférieur et l'Aptien Supérieur. Ses prémices sont cependant identifiées dès le Trias dans le domaine aquitain (Hantzpergue (1985)) et le contexte distensif amorcé se traduit par le fonctionnement au Jurassique supérieur des grabens de Cap Ferret, de Mirande et de l'Adour (Derégnancourt et Boillot (1982)). Hantzpergue (1985) a d'autre part montré que la sédimentation corallienne du Nord du Bassin Aquitain entre l'Oxfordien et le Kimméridgien était contrôlée par la dynamique d'une marge en distension. Celle-ci se traduit par la réactivation d'accidents du socle, hérités de l'orogénèse hercynienne, à la faveur desquels se développe une série de blocs basculés.

Le rifting, dû à la migration de l'Ibérie vers le Sud-Ouest, se poursuit pendant le Crétacé inférieur. Son déplacement s'effectue ensuite vers le Sud-Est, et conduit à l'océanisation du Golfe de Gascogne. Celle-ci, amorcée à l'Aptien supérieur (110 Ma), est effective à la fin du Crétacé (65 Ma). La phase de rifting est notamment caractérisée par la présence de failles normales listriques synsédimentaires, à pendage sud sur la marge armoricaine et dans le bassin armoricain. Ces failles n'affectent pas les dépôts éocènes, discordants sur les séries précédentes. Cette discordance (Paléocène-Éocène inférieur) marque le début de la phase pyrénéenne de l'orogénèse alpine. Si l'évolution géodynamique du Mésozoïque a pu réactiver des accidents paléozoïques lorsque leur direction était favorable au Sud du Massif Armoricain, il n'en reste pas moins que l'obliquité de ces structures par rapport aux accidents hercyniens dans la partie nord témoigne du changement radical de l'organisation du champ de contraintes dès le début du Mésozoïque.

Le Cénozoïque et le Quaternaire

Les dépôts sédimentaires cénozoïques du massif Armoricain s'avèrent très disparates et couvrent de faibles superficies. Le contexte compressif nord-sud associé aux premiers stades de la collision alpine (Bergerat (1987)) se traduit par la réactivation d'accidents préexistants (Gros et Limasset (1984)). Durand (1960) suggère qu'une partie des bassins hérités de cette période a pu se mettre en place dans une série de fossés d'origine tectonique, qui ont enregistré une subsidence progressive jusqu'au Miocène. Celle-ci, initiée à l'Éocène (bassins de Campbon et de Saint-Gildas), s'accroît d'abord d'Ouest en Est à l'Oligocène (bassin de Saffré) puis se prolonge vers le Nord au Miocène lors de la transgression de la "mer des faluns" sur le Massif Armoricain.

Celle-ci est suivie d'une phase continentale au cours de laquelle vont se déposer les sables rouges pliocènes. La présence de glauconie dans ces dépôts a longtemps conduit à les considérer comme marins. Les travaux de Guillocheau *et al.* (1998) sur les sables rouges du bassin de Réquigny (au Sud de Rennes) suggèrent que ceux-ci ont en fait une origine fluviatile. Il apparaît de plus que les réseaux développés au Pliocène ne correspondent pas au système hydrographique actuel, qui incise la paléotopographie anté-pléistocène. Ceci confirme que le tracé des rivières bretonnes est d'âge quaternaire, ainsi que l'avait suggéré Durand (1960). À partir de l'étude de l'incision fluviatile du Massif Armoricain pendant le Quaternaire, Bonnet (1997) conclut que cette réorganisation du réseau a pu s'opérer sous contrôle tectonique. Il l'attribue à la surrection différentielle de l'Ouest de la Bretagne par rapport à l'Est du Massif Armoricain, qui serait accommodée le long de la Faille de Quessoy-Nort-sur-Erdre à l'Est, par le Cisaillement Sud-Armoricain au Sud et au Nord par ce qu'il définit comme l'Escarpement Nord-Armoricain. La morphologie du Massif Armoricain est caractérisée par la présence de trois hauts topographiques que Bonnet *et al.* (2000) considèrent comme le signal topographique d'un processus de flambage lithosphérique, ce qui pourrait signifier que le Massif Armoricain a pu enregistrer l'effet de forces engendrées en champ lointain par la tectonique des plaques.

1.5 La déformation actuelle du Massif Armoricaïn

Dans ce paragraphe, la sismicité du Massif Armoricaïn est abordée sous l'angle des causes généralement invoquées pour expliquer la sismicité des régions continentales intraplaques. Nous verrons que sa position géographique et son histoire récente en font une région singulière par rapport à d'autres régions de ce type.

1.5.1 La tectonique des plaques

Si le rôle joué par la tectonique des plaques dans les régions situées aux frontières de plaques est évident, il n'en va pas de même pour une région intraplaque comme le Massif Armoricaïn. Les modèles de champ de contraintes établis pour l'Europe (p.e. Gölke et Coblenz (1996)) indiquent une contrainte horizontale maximale orientée NW-SE. De telles directions sont en accord avec les mécanismes au foyer disponibles mais ces derniers sont empreints d'une grande incertitude liée au manque de précision des localisations hypocentrales et à une lacune azimutale d'observation importante dans une région côtière comme le Massif Armoricaïn.

Le modèle proposé par Goes *et al.* (2000) et présenté sur la figure 1.3 prend en compte la poussée due à la ride médio-atlantique, les forces aux limites entre la plaque eurasiatique et les plaques adjacentes, les forces d'entraînement dans la direction du mouvement absolu des plaques et l'effet de marge continentale dû à des effets gravitaires entre les lithosphères continentale et océanique. Ce modèle prévoit dans le Massif Armoricaïn des contraintes de l'ordre de 25 MPa. C'est également l'ordre de grandeur prévu par Assameur et Mareschal (1995) pour les contraintes engendrées par les variations locales de répartition des masses dans une croûte hétérogène comme celle du Sud-Est du Canada. Cela souligne d'ores et déjà que les hétérogénéités des propriétés crustales doivent être prises en compte pour appréhender la répartition de la déformation des régions continentales intraplaques.

1.5.2 Le rebond post-glaciaire

Le Massif Armoricaïn est un domaine continental intraplaque ayant évolué en milieu périglaciaire. Il peut à ce titre être comparé au Nord-Est des États-Unis et au Canada ou à la Scandinavie, régions pour lesquelles l'impact du rebond post-glaciaire semble démontré. Dans ces régions, son effet se traduit communément par la réactivation de failles inverses (Lee (1996), Muir-Wood (2000), Zoback et Grollimund (2001), Ebel et Tuttle (2002), Bungum *et al.* (2005)). Il faut cependant souligner que ces régions étaient recouvertes par les glaciers lors de la dernière glaciation, ce qui n'est pas le cas du Massif Armoricaïn qui doit donc exprimer une réponse différente, les modèles de rebond prédisant en effet une tendance à la subsidence plutôt qu'à la surrection à cette latitude (L. Fleitout, com.pers.).

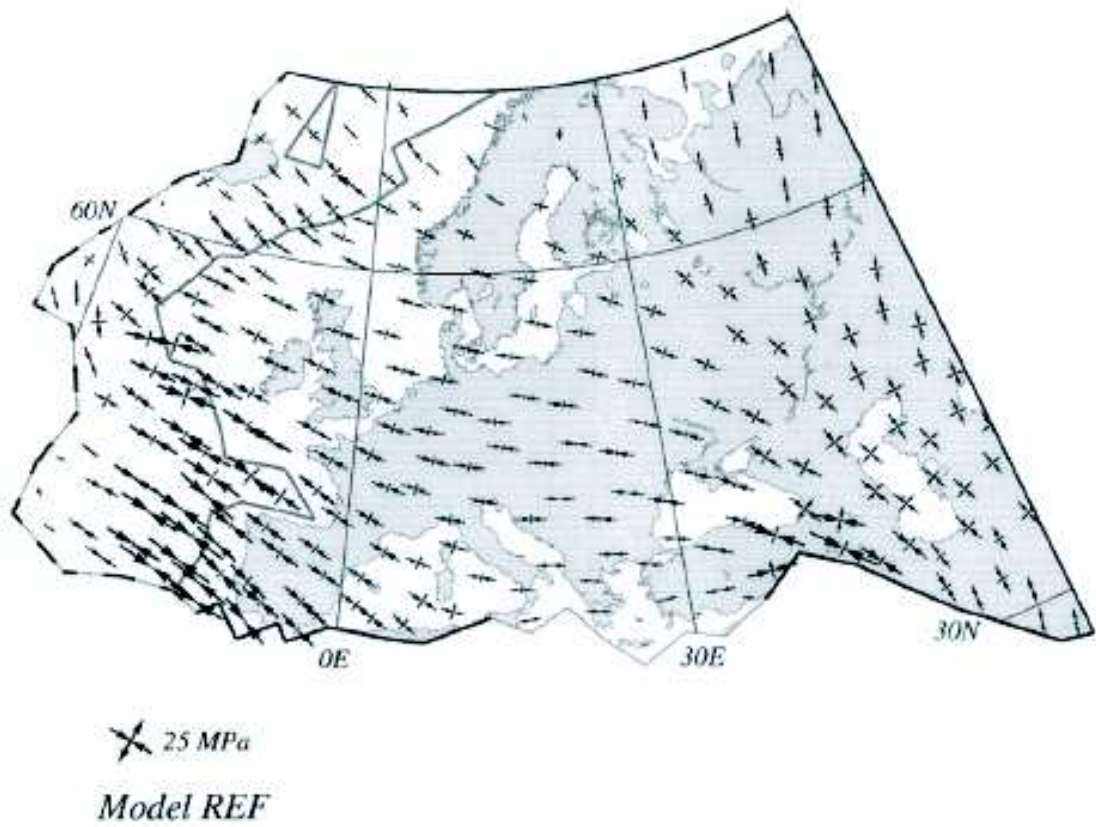


FIG. 1.3 – *Modèle de champ de contraintes horizontal pour l'Europe (d'après Goes et al. (2000))*

1.5.3 Le rôle des fluides

Le rôle des fluides dans la rupture d'aspérités a été évoqué par Audin *et al.* (2002) dans le cas des Vosges qui se situent également en domaine intraplaque. Il est de même à peu près avéré que les fluides doivent jouer un rôle dans la sismicité d'une région comme le Massif Bohémien, autre segment de la Chaîne Hercynienne (p.e. Špičák *et al.* (1999), Špičák et Horálek (2001), Mrlina *et al.* (2003)). Celui-ci montre une sismicité soutenue, caractérisée par des essaims d'événements impliquant de petits volumes sismogènes dans une durée limitée, allant de quelques jours à quelques mois. Ces régions diffèrent cependant du Massif Armoricaïn en ceci qu'elles ont connu au Cénozoïque une phase de rifting dont nous avons vu qu'elle a épargné le Massif Armoricaïn, seulement marqué à cette époque par le remplissage de petits bassins le long d'accidents hérités et faiblement réactivés.

1.6 Héritage géologique et sismicité : les questions posées

La sismicité du Massif Armoricaïn, dont le caractère apparemment diffus reste à ce jour énigmatique, se produit dans une région qui porte un fort héritage géologique et structural essentiellement lié aux orogénèses cadomienne (N50-N60) puis hercynienne (N110-N130). Les événements mésozoïques (ouverture de l'Atlantique Nord puis du Golfe de Gascogne) et cénozoïques (orogénèse alpine et rifting oligocène) ont affecté la région de manière significative mais n'en ont pas modifié la géométrie. Cette période récente de l'histoire du Massif Armoricaïn a notamment vu se développer des directions de fractures sécantes aux structures héritées de son évolution géodynamique. Les conclusions de Bonnet *et al.* (2000) suggèrent que des accidents existants ont pu être mis à contribution pour accommoder des mouvements de grande amplitude pendant le Quaternaire. La question se pose donc de savoir si les déformations actuelles impliquent ou non les failles connues dans le Massif Armoricaïn ou si elles se distribuent de manière diffuse comme le suggèrent les localisations de séismes disponibles. Afin de répondre à cette question, première motivation de ce travail, il apparaît donc nécessaire de procéder à leur relocalisation. Le chapitre suivant présente les données utilisées dans ce travail et les traitements qu'il a été nécessaire d'effectuer pour s'assurer de disposer de données les plus précises possibles.

Concernant les causes de cette sismicité, l'aperçu des causes communément invoquées pour expliquer la sismicité intraplaque montre qu'il est difficile de comparer la situation actuelle du Massif Armoricaïn avec d'autres régions qui sont pourtant aussi des zones de socle situées en domaine continental. Signalons qu'un travail récent (Deschamps (2005)), effectué sur les données de sismicité du Sud-Ouest de l'Afrique, montre que celle-ci présente une distribution qui paraît dépendre de la distance au talus continental. De par ce contexte de marge passive, la nature de cette région est peut-être plus proche du Massif Armoricaïn que ne le sont la Scandinavie ou le Massif Bohémien. Nous verrons d'ailleurs au chapitre 5 que leurs sismicités présentent certaines similitudes.

Chapitre 2

Les données

2.1 Origine des données

Les localisations de séismes disponibles dans les bulletins doivent être considérées comme des localisations préliminaires. L'étude du séisme de Lorient en est un exemple. Elles ne doivent donc être utilisées sans précautions pour une analyse précise de l'organisation spatiale de la sismicité d'une région. Les localisations indiquées dans le bulletin mis à disposition par le BCSF (Bureau Central Sismologique Français) sont obtenues à partir de la compilation des données de temps d'arrivée fournis par le LDG (Laboratoire de Détection Géophysique du CEA) et le RéNaSS (Réseau National de Surveillance Sismique), en considérant un modèle de vitesse moyen pour la France.

Ces deux organismes ont tout d'abord un rôle de surveillance. Ils doivent donc traiter l'information en temps réel, détecter les séismes et les localiser rapidement. Pour ces raisons, ils ont recours à des algorithmes de détection et d'identification automatique des ondes sismiques. Ceux-ci sont conçus pour simuler l'œil du sismologue et montrent une efficacité tout à fait honorable pour la tâche qui est la leur (p.e Gaillot (2000) pour le cas du RéNaSS). Cependant, pour sophistiqués que puissent être ces codes, ils ne peuvent se substituer à l'expérience ni à la capacité de jugement du sismologue. Il s'ensuit que les temps d'arrivée déterminés à partir de ces méthodes doivent être réévalués sur les enregistrements si une détermination hypocentrale fine est souhaitée.

Les pointés de temps d'arrivée utilisés par le BCSF correspondent aux détections automatiques dans le cas du RéNaSS. Dans le cas du LDG, les sismogrammes sont examinés par des analystes quelques jours après la détection de l'événement et ce sont leurs pointés qui sont repris pour les localisations. Cependant, l'utilisation de filtres anti-repliement à réponse impulsionnelle finie (filtres FIR) dans la chaîne d'acquisition de leurs stations peut produire l'apparition d'un signal de faible amplitude avant la première arrivée et conduire ainsi à des pointés erronés. Nous verrons que les informations fournies par le LDG ont permis de corriger cet effet. Une détermination visuelle, indépendante, des temps d'arrivée, quoique laborieuse, s'est avérée nécessaire. Les fichiers de données de temps d'arrivée des catalogues du BCSF ont été utilisés pour faciliter la lecture des

sismogrammes. Ces pointés ont ensuite été modifiés lorsque cela était nécessaire après analyse des signaux.

La première étape du travail de relocalisation des séismes du Massif Armoricaïn effectuée au cours de ce travail de thèse a donc consisté en un examen systématique de tous les sismogrammes disponibles auprès des réseaux sismologiques nationaux afin de disposer d'une base de données fiable de temps d'arrivée d'onde P_g , P_n , S_g et S_n , qui sera utilisée dans la procédure d'inversion présentée au chapitre 4.

2.2 Réseaux sismologiques

Les sismogrammes disponibles, collectés auprès du RéNaSS et du LDG, ne concernent que 1568 séismes sur les 2085 répertoriés entre le 1^{er} janvier 1980 et le 1^{er} avril 2004 par le BCSF pour la zone située entre 6°W et 1°E de longitude et 45°N et 50°N de latitude. Les signaux procurés par le réseau britannique du BGS (British Geological Survey) et par le réseau espagnol de l'IGN (Instituto Geográfico Nacional) ont par ailleurs été ajoutés à la base de données pour certains événements, de même que quelques enregistrements effectués par le Réseau Sismo des Écoles des Pays-de-la-Loire. La carte de la figure 2.1 indique la localisation des différents réseaux.

2.2.1 Les stations du RéNaSS

Le Réseau National de Surveillance Sismique, basé à Strasbourg, est la fédération des réseaux régionaux de surveillance sismique placés sous la responsabilité des observatoires des Sciences de l'Univers et de laboratoires CNRS-Universités. Il est constitué d'un réseau d'observation sismologique courte-période et d'un réseau large-bande. Les 112 stations du réseau courte-période sont réparties en 6 réseaux qui couvrent l'ensemble du territoire de France métropolitaine. Il s'agit des réseaux des Alpes, des Charentes, des Pyrénées, d'Auvergne, de l'Arrière-Pays Niçois, du Fossé Rhénan et de Provence. Il comprend également 5 stations isolées. Le réseau large-bande du RéNaSS comporte d'autre part 7 stations, également distribuées sur l'ensemble du territoire.

En tout, le Massif Armoricaïn est couvert par 5 stations courte-période et deux stations large-bande. Ceci permet d'ores et déjà d'illustrer la faible couverture de la région en comparaison avec les 119 stations de l'ensemble du réseau.

Le nombre d'événements pour lesquels les signaux du RéNaSS sont disponibles pour la région et la période d'étude sont au nombre de 194.

2.2.2 Les stations du LDG

Le Laboratoire de Détection Géophysique du Commissariat à l'Énergie Atomique, basé à Bruyères le Châtel, possède 38 stations parmi lesquelles 7 sont situées dans le Massif Armoricaïn : trois en

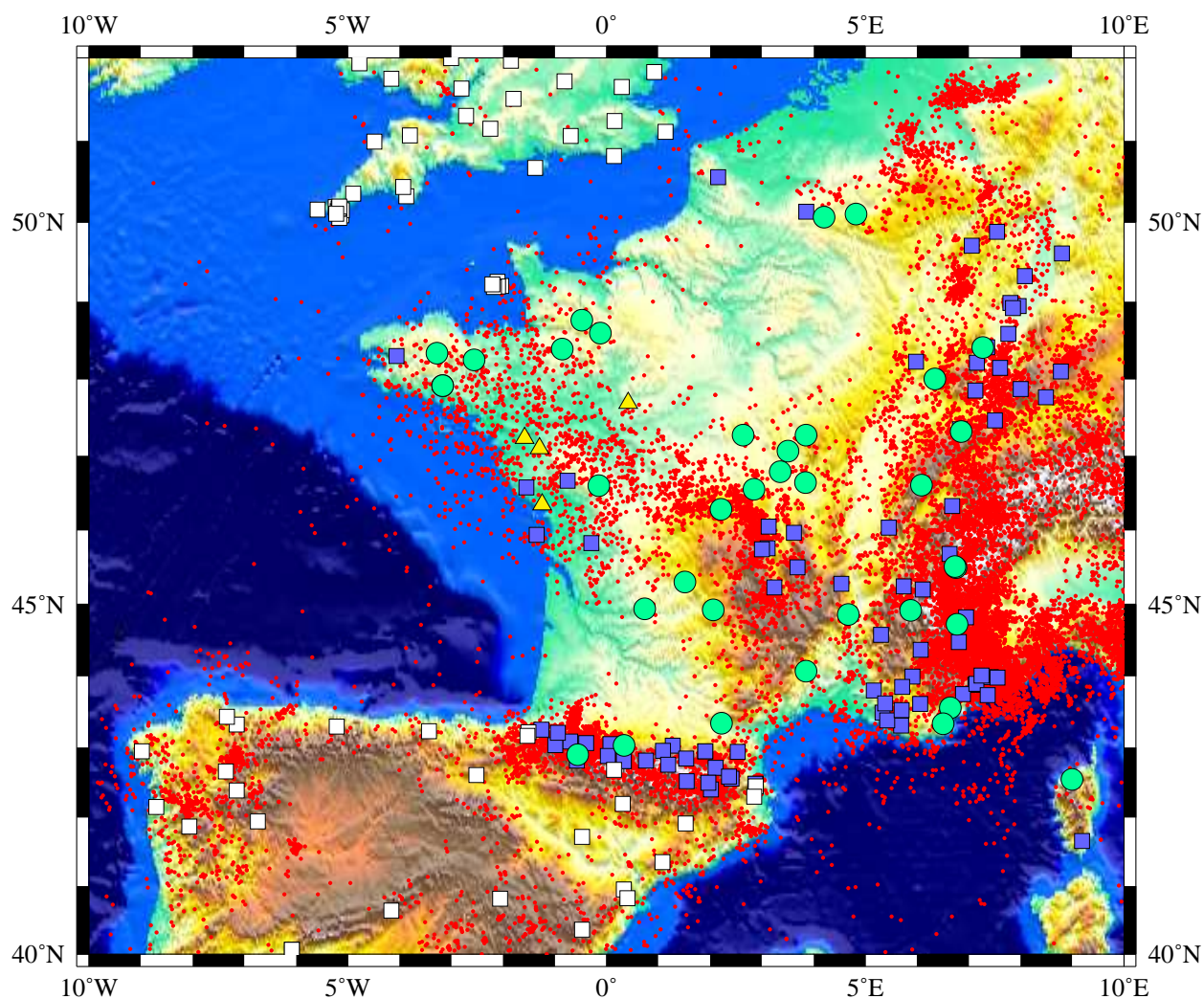


FIG. 2.1 – Carte des stations des différents réseaux sismologiques mis à contribution dans cette étude. Les stations courte-période du RéNaSS sont représentées par les carrés bleus, celles du LDG par les cercles verts et celles du réseau Sismo des Écoles des Pays-de-la-Loire par les triangles jaunes. La localisation des stations du BGS (Royaume-Uni) et de l'IGN (Espagne) sont quant à elles indiquées par les carrés blancs. Les points rouges correspondent aux localisations des séismes du bulletin de l'USGS.

Bretagne, trois en Normandie et une au niveau du Seuil du Poitou, à l'Est de la Vendée. Ces stations fournissent l'essentiel de l'information sur la sismicité des domaines Nord- et centre-Armoricain. Par contre, comme je l'ai déjà indiqué, leurs signaux doivent préalablement être corrigés de l'effet FIR avant de procéder au pointé des phases.

2.2.3 Le réseau britannique

Les enregistrements des stations les plus méridionales des 143 stations du réseau britannique du BGS ont également été mis à contribution lorsque cela était possible, soit pour 58 événements. Leur intérêt est de réduire la lacune d'observation vers le nord. Plus particulièrement, les stations situées sur les îles anglo-normandes apportent, par rapports aux réseaux français, une contrainte importante sur la localisation des séismes normands.

2.2.4 Le réseau espagnol

Le réseau espagnol de l'IGN a pu fournir des signaux de bonne qualité pour trois séismes récents : celui de Lorient du 30 septembre 2002 ($M_W=4,3$), celui de Marennes du 25 juin 2001 ($M_L=4,5$) et celui de Pouzauges du 8 juin 2001 ($M_L=4,9$).

2.2.5 Le réseau Sismo des Écoles des Pays-de-la Loire

Quelques signaux enregistrés par les stations du réseau Sismo des Écoles des Pays-de-la Loire ont également été intégrés à la base de données. Ce réseau a été développé à l'initiative de Pierre Vacher (Planétologie et géodynamique, Nantes). Le projet initial, auquel j'ai participé au cours de ma thèse, s'inspire de projets similaires menés dans d'autres régions de France, tels que dans la région Provence-Alpes-Côte d'Azur à l'initiative de l'université de Nice, est d'installer des sismomètres dans les collèges ou les lycées dans une perspective pédagogique. Ce projet constitue d'autre part une opportunité de collaboration entre les acteurs de l'éducation, les chercheurs des centres scientifiques et les organismes chargés de la diffusion des connaissances. Il apparaît enfin comme une opportunité d'accroître la couverture sismologique dans une région peu instrumentée par les réseaux nationaux, puisque le RéNaSS et le LDG n'en possèdent aucune dans les Pays-de-la-Loire.

Ce réseau compte aujourd'hui quatre stations sismologiques, dont trois sont réparties dans des établissements scolaires de la région. Elles sont localisées :

- 1) au Lycée Charles Péguy de Gorges-Clisson (44)
- 2) au Lycée Racan de Château-du-Loir (72)
- 3) au collège Les Colliberts de Saint-Michel-en-l'Herm (85)

4) au Laboratoire de Planétologie et de Géodynamique de la Faculté des Sciences et des Techniques de Nantes (44)

Pour l'acquisition des appareils, les deux lycées ont reçu des financements du Conseil Régional (programme FAIRE) ; le Collège des Colliberts a bénéficié de l'aide du Conseil Général de Vendée.

À partir des catalogues d'événements disponibles sur le site du RéNaSS, mis à jour en temps réel, les élèves des différents établissements peuvent calculer l'heure théorique à laquelle leur station devrait avoir enregistré un séisme donné. Ils réalisent ainsi, avec l'aide de leurs professeurs, l'observation de nombreux séismes mondiaux et nationaux (cf. site du Lycée Charles Péguy :

<http://www.charlespeguy.org/PgSismo/pages/projet.html> ;

ou celui du Lycée Racan :

<http://perso.wanadoo.fr/sismo.racan/>). La capacité de détection des stations du réseau est illustrée sur la figure 2.2 dans le cas de la station de Nantes. Celle-ci montre qu'un séisme de magnitude locale égale à 2,5 peut être observée pour une distance épacentrale allant jusqu'à 150 km.

Un des objectifs de ce réseau est également la détection des séismes locaux de trop faible magnitude pour être observés par les stations du RéNaSS et du LDG. L'examen de l'ensemble des enregistrements étant impossible en pratique, les enregistrements sont donc analysés à l'aide d'un algorithme de détection automatique qui fonctionne selon la méthode STA/LTA (Short Term Average/Long Term Average). Sur quinze jours d'enregistrements, on détecte ainsi à la station de Nantes entre cinq et dix petits événements. Cependant, la majorité d'entre eux se produit invariablement du lundi au vendredi entre 8 heures et 18 heures, ceux-ci ne sont donc vraisemblablement pas des séismes. Ceux-ci n'ont pas pu être localisés du fait de l'absence d'enregistrements à d'autres stations.

Le site internet du réseau a été réalisé par une étudiante ayant effectué un stage au laboratoire. Il rassemble les enregistrements effectués aux stations du réseau depuis le début de son fonctionnement et les sismogrammes sont disponibles au format SAC. Ce site peut être consulté à l'adresse suivante :

<http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/SismoEcoles/>

La création de ce site était prévue dans le projet initial, afin que les données enregistrées par le réseau soient disponibles au public en général et aux enseignants de l'Académie de Nantes en particulier, qui peuvent y trouver une base de données utilisable à des fins pédagogiques.

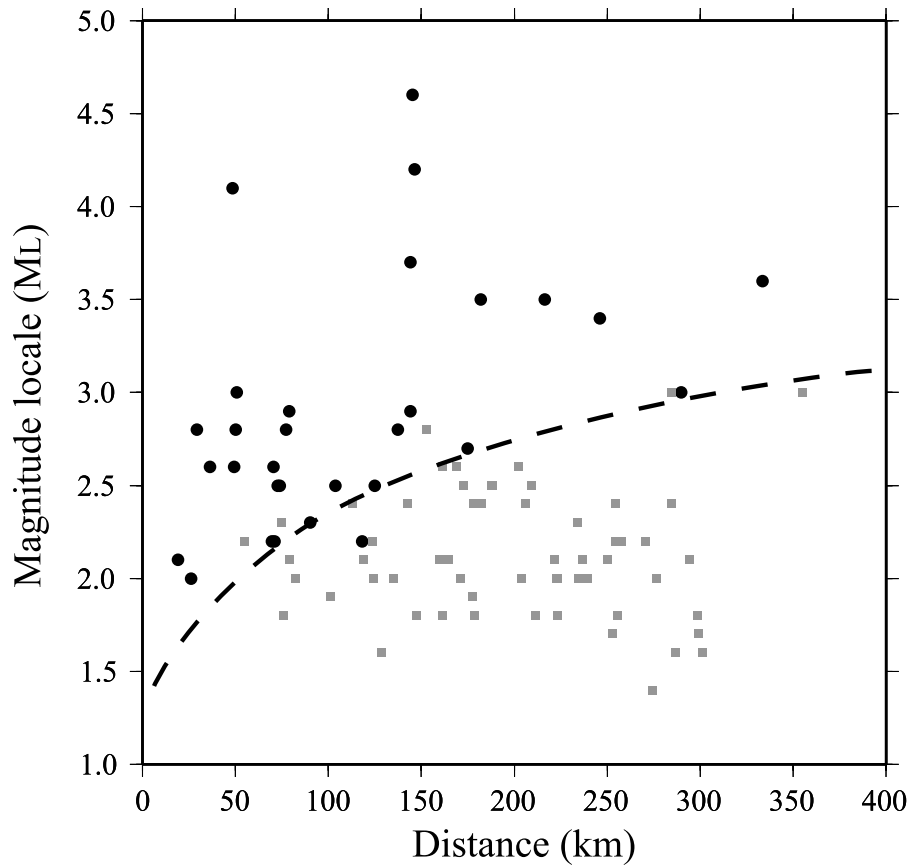


FIG. 2.2 – Capacité de détection de la station de Nantes du réseau Sismo des Écoles des Pays-de-la-Loire. Les symboles correspondent chacun à un séisme signalé par le RéNaSS entre mars et décembre 2005. Leur magnitude est représentée en fonction de la distance entre l'épicentre et la station de Nantes. Les cercles noirs correspondent aux événements qui ont pu être identifiés sur les enregistrements de cette station tandis que les carrés gris correspondent à ceux qui n'ont pas été détectés (l'examen des sismogrammes correspondant ne permet d'identifier aucun signal). La courbe en pointillé représente l'enveloppe en-deça de laquelle les séismes ont une magnitude trop faible pour être observés.

2.3 La correction de l'effet FIR

Le sismogramme est la donnée fondamentale utilisée en sismologie. Il consiste, selon les cas, en une représentation en fonction du temps du déplacement, de la vitesse ou de l'accélération du sol. Dans le cadre d'une étude sismotectonique, deux informations principales en sont extraites. Il s'agit tout d'abord des temps d'arrivée des différentes ondes sismiques, utilisés pour la localisation des événements. La polarité des premières arrivées permet d'autre part la détermination du mécanisme au foyer associé. La qualité des résultats, et par voie de conséquence la pertinence de l'interprétation sismotectonique sont donc fortement subordonnées à l'acuité avec laquelle ces informations sont lues sur les sismogrammes.

Les filtres anti-repliement contenus dans les sismomètres modernes sont fréquemment des filtres à réponse impulsionnelle finie (filtres FIR, pour Finite Impulse Response) et à déphasage nul. Or il s'avère que ces filtres provoquent, lors de l'enregistrement d'un séisme, l'apparition de signaux de faible amplitude précédant la première arrivée. Leur identification en tant qu'artefacts est si peu évidente qu'ils ont parfois été considérés comme des phases de nucléation, ainsi que l'ont fait remarquer Scherbaum et Bouin (1997). Ainsi ces précurseurs rendent-ils difficile la lecture du temps d'arrivée des premières arrivées, et parfois impossible la détermination de leur polarité. Cet effet, appelé effet FIR, peut cependant être corrigé à partir de la méthode proposée par Scherbaum (1996), pourvu que soient connus les coefficients du filtre utilisé. Les caractéristiques et la méthode de correction de l'effet FIR sont ici résumées avec les notations de cet auteur.

2.3.1 L'acquisition des données

Compte tenu des désagréments engendrés par ces filtres, on peut légitimement s'interroger sur l'intérêt qu'ils peuvent présenter. Pour le comprendre, il faut se pencher sur le mode d'acquisition des données. Le principe de fonctionnement d'un sismomètre moderne peut être schématisé ainsi : un capteur enregistre les mouvements du sol et les transforme un signal électrique à *temps continu* ou *analogique*. Le sismogramme obtenu en sortie du système d'acquisition résulte de la conversion de ce signal analogique en un signal *numérique* ou *digital* : c'est-à-dire que non seulement l'échelle des temps est discrète, mais celle de l'amplitude l'est aussi. Le convertisseur opère donc une double discrétisation : l'échantillonnage d'une part ; la quantification de l'amplitude d'autre part.

Le processus d'échantillonnage

Fondamentalement, l'échantillonnage d'un signal analogique $x_a(t)$ à la fréquence F_{ech} (donc avec une période égale à $T = 1/F_{ech}$) consiste simplement à produire la séquence $x[n]$ telle que :

$$x[n] = x_a(nT), \forall n \in \mathbb{Z} \quad (2.1)$$

où n est appelé temps discret.

Cependant, le théorème d'échantillonnage, ou théorème de Shannon, implique une restriction incontournable. D'après ce théorème, un signal à temps continu peut être reconstruit à partir de ses échantillons si, et seulement si, la fréquence d'échantillonnage est supérieure à deux fois la largeur de bande du signal, autrement dit si le signal échantillonné ne contient pas d'énergie à ni *au-delà* d'une fréquence limite, appelée fréquence de Nyquist, notée F_{Nyq} , et égale à la moitié de la fréquence d'échantillonnage.

Il s'agit là d'une condition pour la reconstruction unique du signal de départ. Si cette règle est enfreinte, se produit le phénomène de recouvrement — ou repliement — spectral, qui introduit en sortie des fréquences qui n'étaient pas dans le signal d'origine. Échantillonner un signal à fréquence trop basse ne résulte donc pas seulement en une perte d'information mais en un signal de sortie erroné (Scherbaum (1996)). Aussi est-il indispensable que le signal d'entrée subisse un filtrage passe-bas anti-repliement avant échantillonnage, afin d'éliminer les termes de fréquence trop élevée, indésirables.

Le processus de quantification

Lors de la conversion analogique-numérique, les valeurs continues d'amplitude associées à chaque échantillon sont représentées sur une échelle discrète, à l'aide d'un nombre fini de bits. L'amplitude de sortie n'est qu'une approximation de l'amplitude d'entrée, et l'erreur introduite est appelée bruit de quantification. La variance s^2 de ce bruit de quantification est indépendante de la fréquence d'échantillonnage et ne dépend que du pas de quantification Q :

$$s^2 = \frac{Q^2}{12} \quad (2.2)$$

D'autre part,

$$s^2 = \sum_{f_k=0}^{F_{Nyq}} P(f_k) \quad (2.3)$$

où $P(f_k)$ représente la puissance spectrale du bruit à la fréquence f_k . Si cette puissance est uniformément distribuée de 0 à F_{Nyq} , son amplitude est proportionnelle à $1/F_{Nyq}$. L'augmentation de la fréquence d'échantillonnage se traduit alors par l'étalement du spectre du bruit de quantification et la diminution de son amplitude moyenne, donc par l'augmentation du rapport signal sur bruit.

Pour cette raison, une technique couramment utilisée pour la conversion analogique/numérique consiste à échantillonner le signal à très haute fréquence, puis à le décimer progressivement jusqu'à la fréquence souhaitée. Ce, en prenant soin d'appliquer un filtre anti-repliement avant chaque étape de décimation. La décimation n'étant qu'un ré-échantillonnage, elle n'implique pas de processus de quantification, donc pas de bruit supplémentaire. La technique de suréchantillonnage-filtrage-décimation permet ainsi d'augmenter la résolution du système.

2.3.2 Les filtres à réponse impulsionnelle finie

Le filtre anti-repliement idéal est un filtre passe-bas, stable, à bande de transition étroite, et ne causant pas de distorsion de phase (Scherbaum et Bouin (1997)). Toutes ces conditions ne peuvent être vérifiées simultanément avec un filtre à réponse impulsionnelle infinie (filtres IIR). Il est par contre très facile de concevoir un filtre à réponse impulsionnelle finie satisfaisant un tel cahier des charges.

Stabilité

La relation entrée-sortie d'un filtre à réponse impulsionnelle finie s'écrit comme la forme discrète d'une convolution.

$$y[n] = \sum_{l=0}^M b[l]x[n-l] \quad (2.4)$$

Les $M + 1$ coefficients $b[l]$ de cette équation sont également les éléments de la réponse impulsionnelle du filtre (p.e. Stearns et Ruth (1993)) :

$$h[n] = \sum_{l=0}^M b[l]\delta[n-l] \quad (2.5)$$

où δ est la fonction de Dirac. La transformée en z de ce filtre correspond à sa fonction de transfert et s'écrit :

$$H(z) = b[0] + b[1]z^{-1} + \dots + b[M]z^{-L} = \sum_{l=0}^M h[l]z^{-l} \quad (2.6)$$

Le dénominateur de $H(z)$ est donc égal à 1. Ainsi la fonction de transfert d'un filtre FIR n'est-elle définie que par ses zéros et n'admet aucun pôle. Un tel filtre est nécessairement stable.

Déphasage linéaire

Les filtres à déphasage linéaire présentent l'intérêt de ne pas produire de distorsion de phase. Pour qu'un filtre FIR à $(M + 1)$ coefficients vérifie cette propriété, il suffit que ses coefficients soient symétriques, c'est-à-dire :

$$b[n] = b[M-n] \quad (2.7)$$

$$\text{avec } 0 \leq n \leq M/2$$

Si ce filtre est avancé dans le temps de $lp = M/2$ échantillons, il devient à déphasage nul. Par contre, il est alors constitué d'une partie à gauche acausale, et d'une partie à droite causale, situées de part et d'autre du temps discret $n = 0$.

Cause de l'effet FIR

La représentation des zéros de ces filtres dans le plan complexe z montre que leur fonction de transfert $F(z)$ consiste en la combinaison de trois composantes : une composante à déphasage minimal $F_{min}(z)$, dont les zéros sont à l'intérieur du cercle unitaire ; une composante à déphasage maximal $F_{max}(z)$, qui correspond aux zéros situés hors du cercle unitaire ; enfin une composante dont les zéros apparaissent exactement sur le cercle unitaire, qui peut être assimilée à la composante à déphasage minimal, ou tout simplement ignorée. $F(z)$ peut alors s'écrire comme le produit de ses deux composantes :

$$F(z) = F_{min}(z) * F_{max}(z) \quad (2.8)$$

La partie acausale de la réponse instrumentale est provoquée par la composante à déphasage maximal de ces filtres. Celle-ci s'avère ainsi responsable des précurseurs décrits précédemment, lesquels caractérisent l'effet FIR. La cause de cet effet étant identifiée, il devient alors possible de le corriger.

Correction de l'effet FIR

La méthode proposée par Scherbaum (1996) consiste à remplacer la composante à déphasage maximal du filtre FIR par son équivalent à déphasage minimal. Ceci peut être obtenu en réalisant la post-filtration de $x'[i]$, le signal en sortie du filtre FIR mais inversé en temps, à l'aide de l'équation de différence suivante :

$$y'[i] = \sum_{k=1}^{mx} a[k].y'[i-k] + \sum_{l=0}^{mx} b[l].x'[i-l] \quad (2.9)$$

Les coefficients $a[k]$ et $b[l]$ sont fonction de $f_{max}[n]$, les $mx + 1$ coefficients de la composante à déphasage maximal de la fonction de transfert :

$$a[k] = -\frac{a'[k]}{a'[0]} = -\frac{f_{max}[mx-k]}{f_{max}[mx]} ; k = 1, \dots, mx \quad (2.10)$$

$$b[l] = \frac{b'[l]}{a'[0]} = \frac{f_{max}[l]}{f_{max}[mx]} ; l = 1, \dots, mx \quad (2.11)$$

On obtient enfin la séquence $y[i]$ en inversant $y'[i]$ en temps, et sa transformée en z est donnée par :

$$Y(z) = \tilde{F}(z). \tilde{Y}(z) \quad (2.12)$$

$\tilde{F}(z)$ est la fonction de transfert d'un filtre à déphasage minimal, qui avance le signal de lp échantillons. Pour que ce filtre soit parfaitement causal, il suffit donc finalement de retarder $y[i]$ de lp échantillons.

Concrètement, l'objectif est donc d'abord de déterminer la valeur des zéros de la fonction de transfert, c'est-à-dire les racines du polynôme défini par les coefficients de la réponse impulsionnelle (les coefficients du filtre). Les zéros situés hors du cercle unitaire définissent la composante à déphasage maximal. Ce sont les racines d'un polynôme de coefficients $f_{max}[n]$ qu'il faut

déterminer. Ils permettent de calculer les coefficients $a[k]$ et $b[l]$ de l'équation (2.9) à partir de (2.10) et (2.11).

Le signal à corriger doit d'abord être interpolé d'un facteur égal au facteur de décimation pour retrouver le signal en sortie du filtre FIR. Celui-ci est alors inversé en temps, puis corrigé. Il doit ensuite être de nouveau inversé en temps, et éventuellement retardé de lp échantillons pour corriger de l'avance produite par la correction.

2.3.3 Le cas des stations du LDG

La technique de suréchantillonnage-filtrage-décimation est notamment utilisée par le convertisseur du système d'acquisition des stations du LDG-CEA (Laboratoire de Détection Géophysique du Commissariat à l'Énergie Atomique). Il s'agit du couple CS5321/CS5322, commercialisé par *Crystal Semiconductor Corporation*, une compagnie du groupe *Cirrus Logic*. Le signal d'entrée est numérisé sur 1 bit à 204 800 Hz. Puis il subit une cascade de filtrages/décimations pour enfin obtenir le signal de sortie à 50 Hz, codé sur 24 bits : (1) Filtrage FIR à 33 coefficients **FIR1**

(2) Décimation par 8 produisant des données sur 24 bits à 25 600 Hz

(3) Filtrage FIR à 13 coefficients **FIR2**

(4) Décimation par 2 donnant des données sur 24 bits à 100 Hz

(5) Filtrage FIR à 101 coefficients **FIR3**

(6) Décimation par 2 produisant les données sur 24 bits à 50 Hz

Les caractéristiques de ces différents filtres m'ont été communiquées par Laurent Bosca (LDG/CEA). J'ai donc pu corriger l'effet produit en appliquant la méthode de Scherbaum. Les réponses impulsionnelles des filtres **FIR1** et **FIR2** sont présentées sur la figure 2.3. Les zéros de leurs fonctions de transfert sont d'autre part représentées sur la figure 2.4 : il apparaît que **FIR1** n'a pas de composant à phase maximale. Compte tenu de la forme de **FIR2** et du fait qu'il a peu de coefficients, sa composante à phase maximale ne produit pas d'effet significatif sur les temps d'arrivée. Seul l'effet du dernier filtre a donc été corrigé sur les signaux. Les zéros de ce filtre apparaissent sur la figure 2.4. Sa réponse impulsionnelle, ses composantes à phase minimale et maximale ainsi que celles correspondant aux zéros situés sur le cercle unitaire, sont représentées sur la figure 2.5. Enfin les caractéristiques en fréquence de ce filtre sont indiquées par la figure 2.6. On peut vérifier qu'il s'agit d'un filtre passe-bas, de fréquence de coupure 25 Hz en-deça de laquelle il montre une réponse linéaire.

La figure 2.7 illustre l'amélioration apportée par la correction effectuée pour la lecture des temps d'arrivée. Il s'agit du sismogramme enregistré par la station de Quistinic (QUIF) pour la réplique principale (10h06 T.U.) du séisme de Lorient du 30 septembre 2002. La durée de l'artefact peut théoriquement atteindre une durée égale à la moitié du filtre utilisé, i.e. $\sim 0,5$ s. Sa durée est ici de 0,3 s environ.

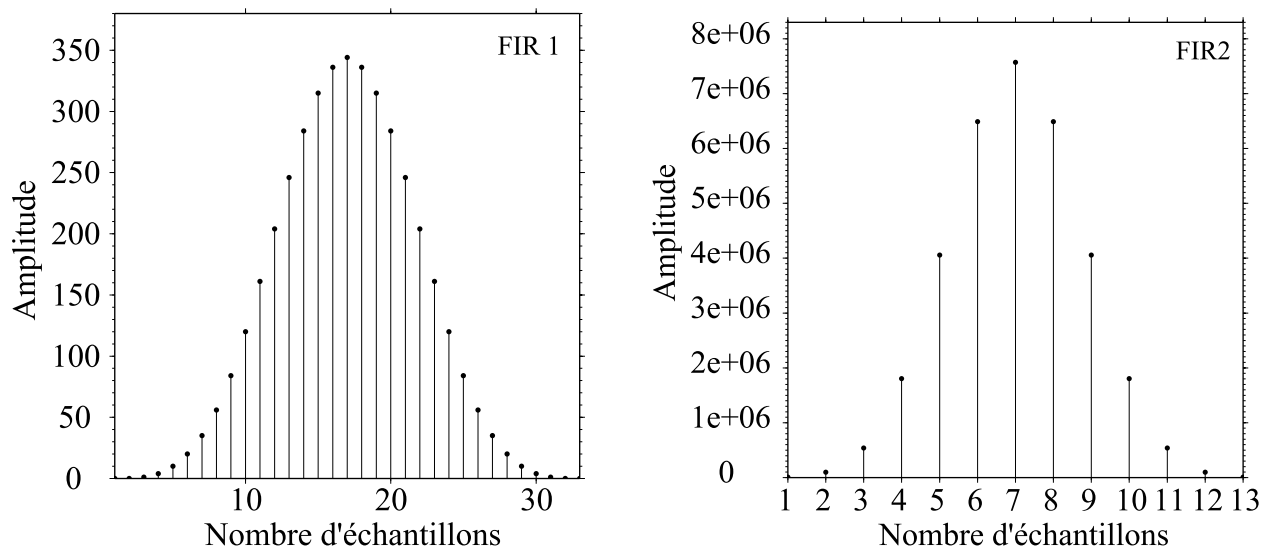


FIG. 2.3 – Réponse impulsionnelle des deux premiers filtres FIR1 et FIR2 utilisés par le convertisseur des stations du LDG.

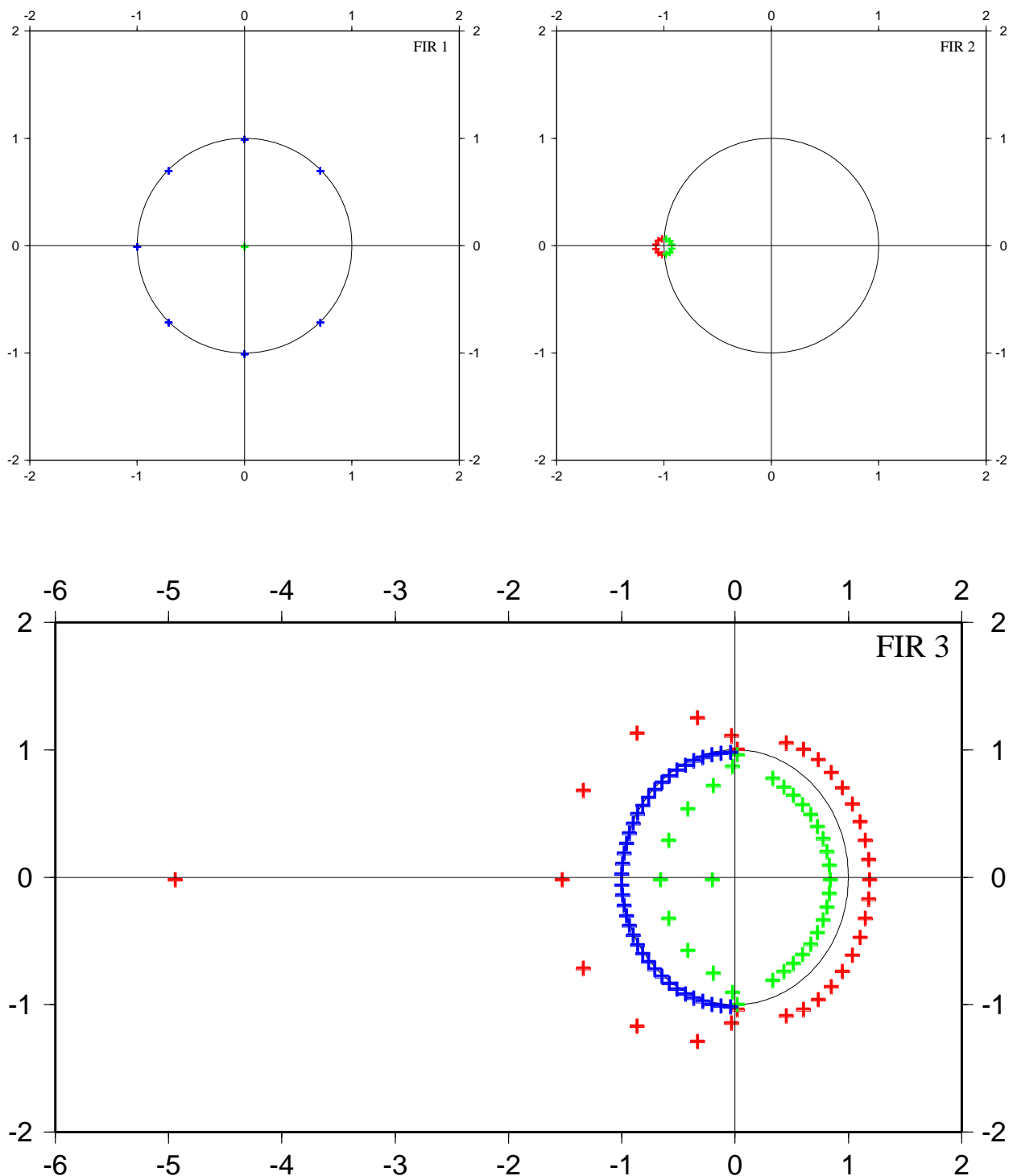


FIG. 2.4 – Représentation des zéros associés aux filtres FIR1, FIR2 et FIR3. Les croix vertes correspondent à la composante à phase minimale, les croix rouges à la composante à phase maximale et les croix bleues à sa composante localisée sur le cercle unitaire.

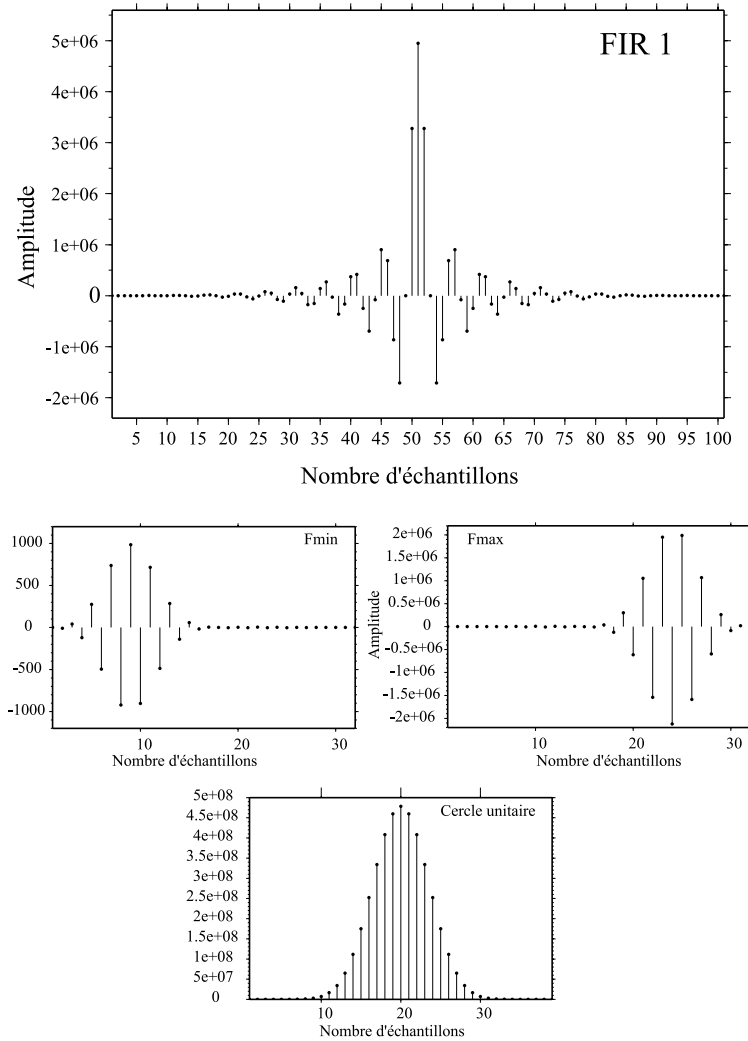


FIG. 2.5 – Représentation de la réponse impulsionnelle du filtre FIR3, de ses composantes à phase minimale F_{min} et maximale F_{max} et de celle dont les zéros sont situés sur le cercle unitaire.

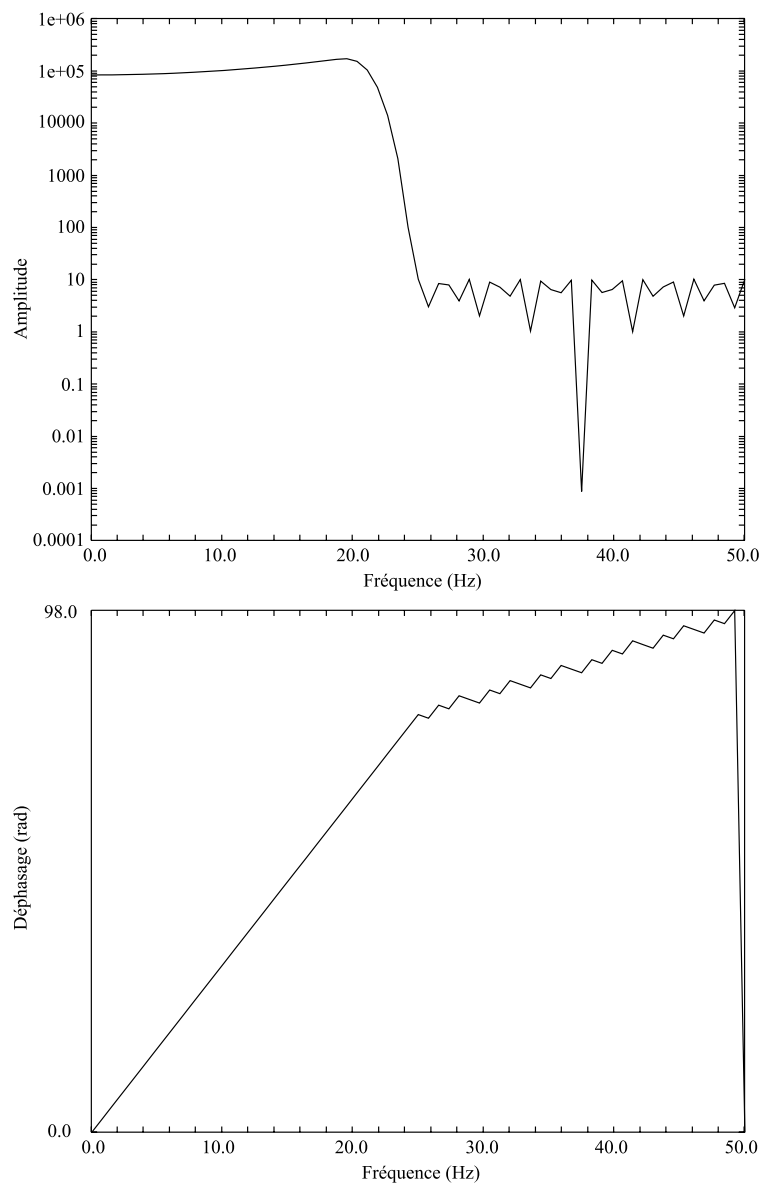


FIG. 2.6 – Spectres d'amplitude et de phase du filtre FIR3. Il présente une fréquence de coupure à 25 Hz et montre une réponse linéaire pour les fréquences inférieures.

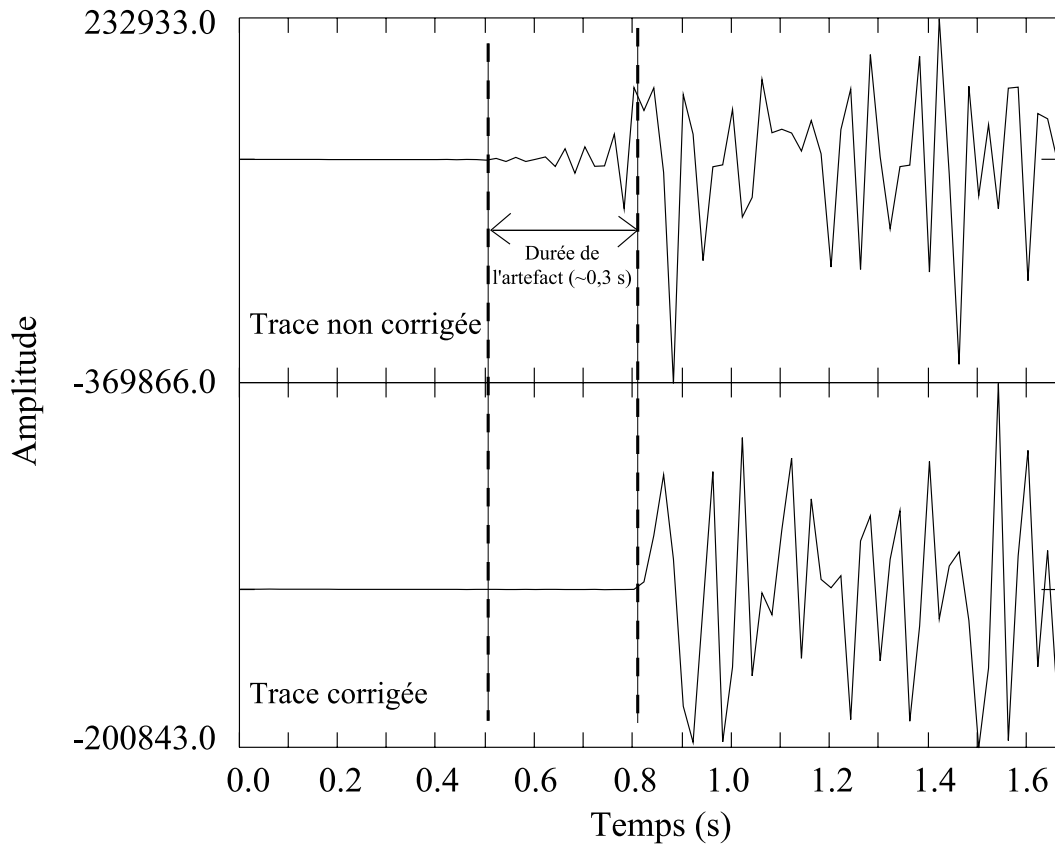


FIG. 2.7 – Exemple de correction de l'effet FIR à la station QUIF du LDG, sur un signal enregistré pour la réplique principale (10h06 T.U.) du séisme de Lorient du 30 septembre 2002. L'artefact mis en évidence a ici une durée d'environ 0,3 s.

2.4 L'apport des pointés visuels

L'apport des pointés visuels (après correction de l'effet FIR dans le cas des stations du LDG) est illustré par 4 exemples sur la figure 2.8. Ces enregistrements ont été obtenus aux stations GRR (LDG), BST (station de Brest, RéNaSS), SGMF (LDG) et MFF (LDG), pour les séismes suivants (dates, heures et localisations : BCSF) :

- 11/04/2003-14 :53 :07.21 48.31 -0.67 5 2.4 MI NNE LAVAL(53)

Début du signal (temps=0 s) : 14 :52 :30.00

Pointé BCSF : GRR PG 14 :53 :10.80

Pointé visuel : GRR PG 14 :53 :11.13

- 08/06/2001-13 :26 :54.41 46.64 -0.99 5 4.9 MI SW POUZAUGES(85)

Début du signal (temps=0 s) : 13 :26 :0.980

Pointé BCSF : /

Pointé visuel : BST PN 13 :27 :34.88

- 26/08/2002-14 :11 :40.41 48.49 -2.64 5 2.4 MI ESE SAINT-BRIEUC(22)

Début du signal (temps=0 s) : 14 :11 :00.00

Pointé BCSF : SGMF PG 14 :11 :46.30

Pointé visuel : SGMF PG 14 :11 :46.73

- 16/10/2000-10 :53 :54.51 47.03 -0.59 10 2.7 MI S ANGERS(49)

Début du signal (temps=0 s) : 10 :53 :30.00

Pointé BCSF : MFF PG 10 :54 :04.00

Pointé visuel : MFF PG 10 :54 :05.19

Pour les stations du LDG, les différences observées révèlent l'effet de la correction. Dans le cas de la station de Brest, l'onde P_n n'était pas indiquée dans les catalogues. Ces quelques exemples rappellent qu'un réexamen des signaux est nécessaire avant de mener toute étude à partir des données de temps d'arrivée.

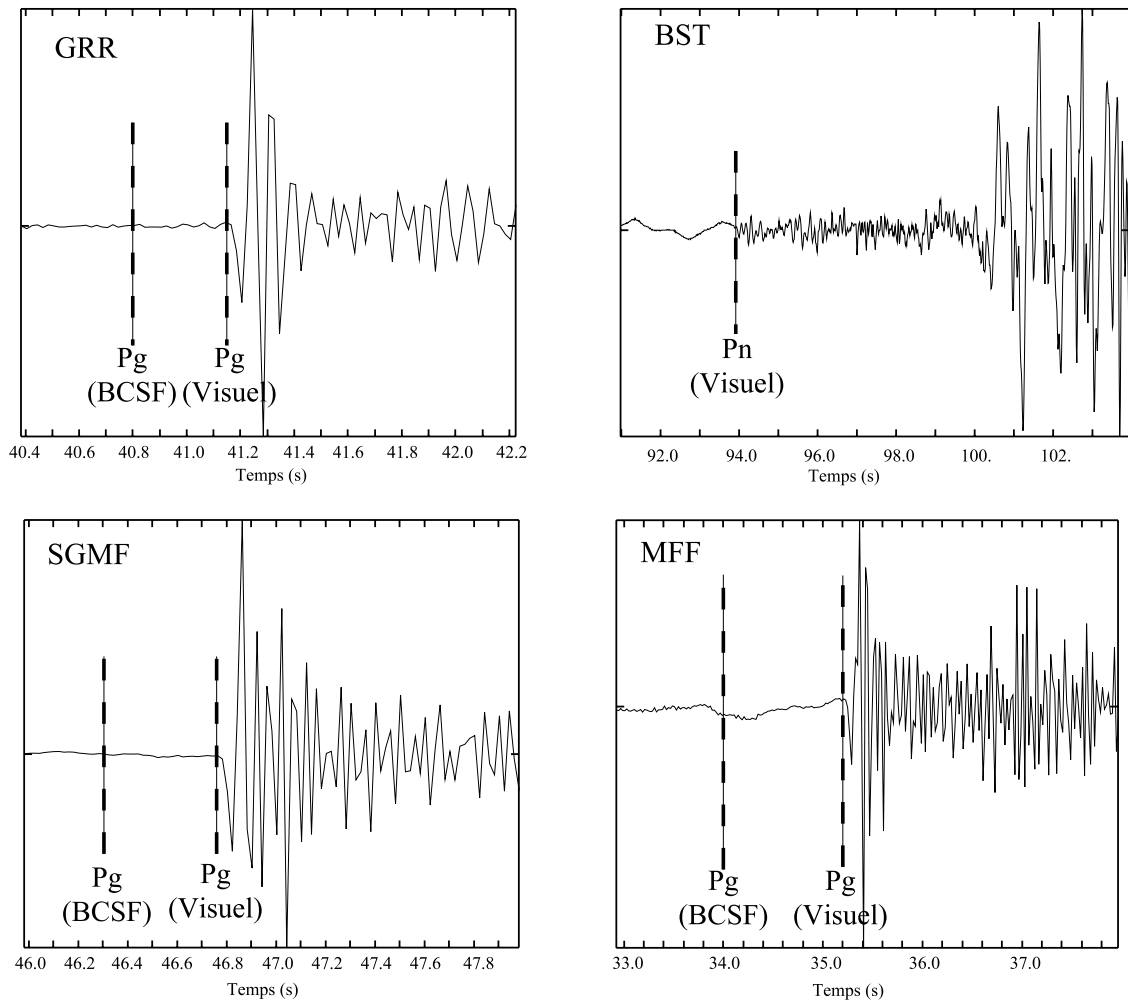


FIG. 2.8 – Comparaison des pointés du BCSF et pointés visuels de cette étude. Les temps indiqués sont comptés par rapport au début du sismogramme, ce ne sont pas des temps absolus.

Chapitre 3

Analyse de la séquence de répliques du séisme de Lorient (30 septembre 2002, $M_W=4,3$)

Un séisme de magnitude $M_W = 4,3$ s'est produit le 30 septembre 2002 à 6h44 T.U. dans la région de Lorient (Morbihan), et a été ressenti dans toute la Bretagne. Les valeurs de magnitude locale estimées par le RéNaSS (5,4) et par le LDG (5,7) placent ce séisme parmi les plus importants survenus pendant la période instrumentale, non seulement en Bretagne, mais encore dans l'ensemble de la France Métropolitaine. De par sa taille exceptionnelle, cet événement s'est présenté comme une opportunité d'améliorer notre connaissance de la sismotectonique du Massif Armoricaïn.

Un réseau de douze stations sismologiques temporaires a donc été déployé dans la région épicertrale. L'analyse des répliques enregistrées a permis de contraindre la localisation et la géométrie du choc principal, en complément de la détermination des paramètres de la source (assurée par J. Guilbert et Y. Mazabraud) ainsi que d'une étude microtectonique (effectuée par J. Rolet et M. Mousseau). La synthèse des résultats obtenus au cours de ces travaux est présentée dans Perrot *et al.* (2005).

3.1 Contexte géologique et sismotectonique

3.1.1 Contexte géologique

Ce séisme s'est produit au Nord-Est de de la ville de Lorient, à l'extrémité occidentale des Landes de Lanvaux (figure 3.1). Le socle briovérien y est intrudé de granitoïdes paléozoïques fortement déformés au voisinage du Cisaillement Sud-Armoricaïn. Ce dernier constitue une structure hercynienne majeure (Berthé *et al.* (1978); Jégouzo (1980); Gapais et Le Corre (1980)), d'échelle

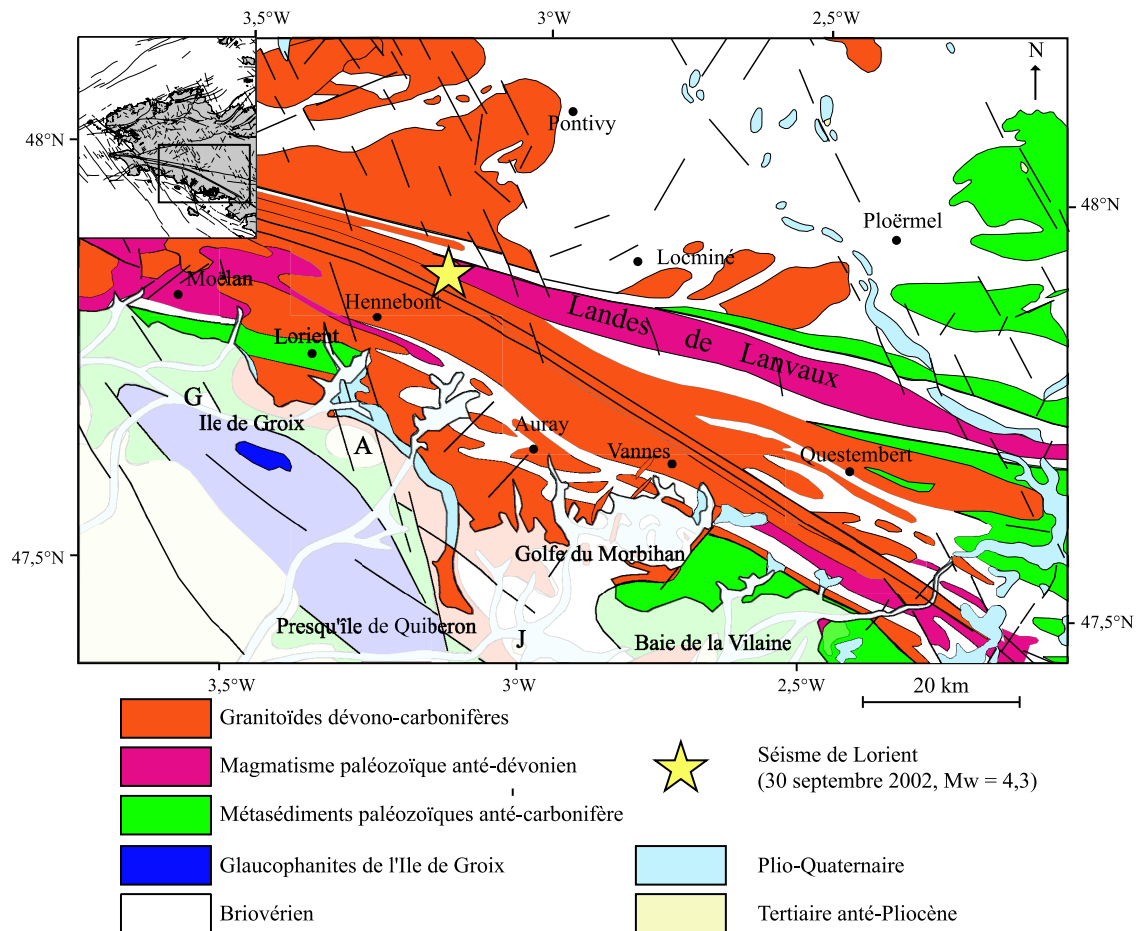


FIG. 3.1 – Carte géologique simplifiée de la région de Lorient (d'après la carte géologique de la France au 1/1000000). Le séisme du 30 septembre 2002 s'est produit à l'extrémité occidentale des Landes de Lanvaux, dans la zone où s'individualisent les branches nord et sud du Cisaillement Sud-Armoricain. La région est également affectée de failles N30-50 et N140-160. Les fosses du Gwalarn (G), de l'Armorique (A) et du Job-ha-Zelian (J) sont également représentées. L'encart situé en haut et à gauche indique la position de la région d'étude au sein de la Bretagne.

probablement lithosphérique (Judenherc (2000)) et qui témoigne de mouvements décrochants ductiles dextres au cours du Carbonifère. Cet accident, orienté N110-120, constitue le trait essentiel de la géologie locale et la région épacentrale coïncide avec la zone où s'individualisent ses branches nord et sud (figures 3.1 et 3.2).

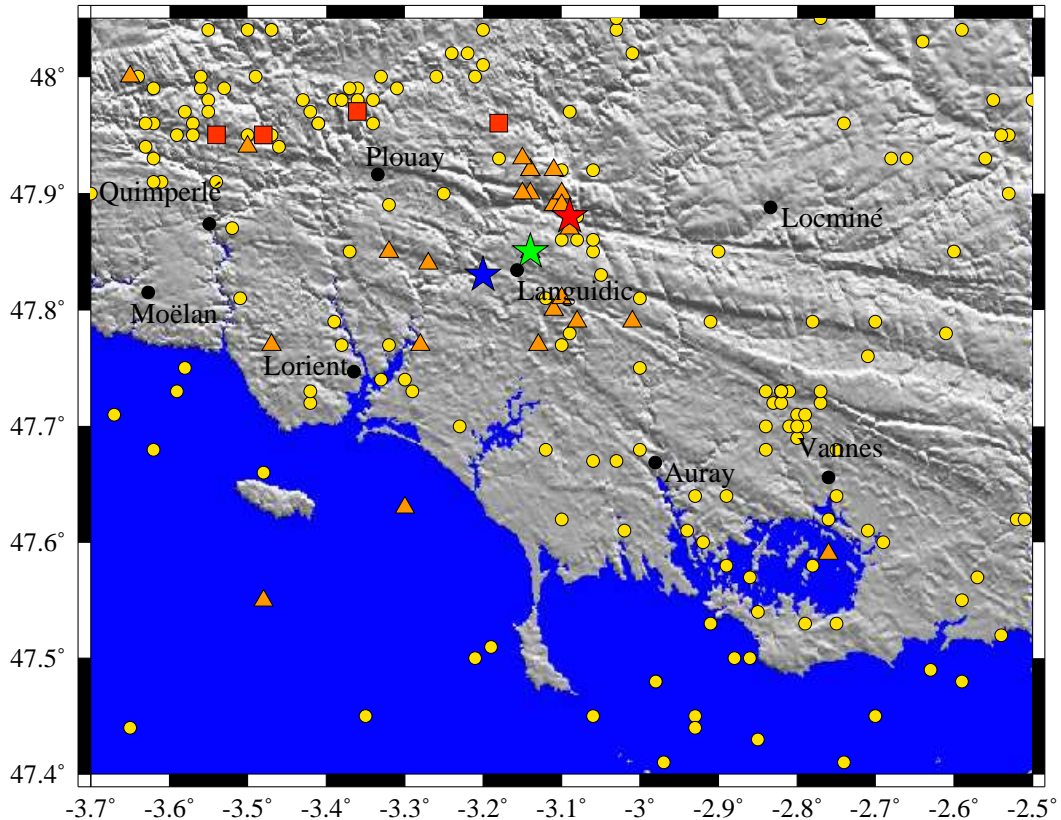


FIG. 3.2 – Modèle Numérique de Terrain de Bretagne méridionale au pas de 100 mètres. La morphologie locale est guidée par les accidents affectant le socle, en particulier le Cisaillement Sud-Armoricain (N110-120), mais également des failles N30-50 et N140-160. Les séismes instrumentaux reportés dans le bulletin du BCSF entre 1980 et 2004 sont également représentés par des symboles indiquant leur profondeur : les cercles jaunes correspondent à des profondeurs inférieures à 10 km, les triangles oranges à une profondeur de 10 km et les carrés rouges à des profondeurs comprises entre 15 et 20 km. Les étoiles bleue, verte, et rouge correspondent respectivement aux localisations proposées par le LDG, le BCSF et le RéNaSS pour le séisme de Lorient.

La région présente également une série de petites failles organisées selon deux directions privilégiées : N30-50 et N140-160. Alors que la première, N30-50, a une expression relativement fruste dans le relief, les failles d'orientation N150 sont en revanche particulièrement bien visibles dans la topographie et affectent significativement la morphologie locale (figure 3.2). Elles recourent les structures hercyniennes et les décalages observés en indiquent un mouvement dextre (figure 3.1).

Il est particulièrement difficile de caractériser et de dater l'activité tectonique post-paléozoïque dans cette région. À peu près inexistant à terre, les sédiments cénozoïques et quaternaires sont essentiellement représentés en domaine submergé. Les vallées fluviales quaternaires y prolongent les réseaux actuels et les terrains éocènes fossilisent une surface d'érosion affectant le socle hercynien. D'après la carte géologique de France au 1 : 1 000 000 (1996), ceux-ci forment sur le plateau continental une couverture relativement continue depuis Belle-Île jusqu'à l'isobathe 500 mètres. Aux abords de la côte, ces terrains se trouvent conservés au sein de dépressions interprétées par Delanoë *et al.* (1972) comme des bassins effondrés : il s'agit des fosses du Gwalarn, de l'Armorique et du Job-ha-Zelian (dont les positions respectives sont indiquées par les lettres G, A et J sur la figure 3.1). Les auteurs signalent d'autre part l'existence d'une fosse pré-littorale parallèle à la côte et limitée au Sud par une "échine rocheuse périlittorale" de direction sud-armoricaine, joignant l'île de Groix aux îles de Glénan. Celle-ci serait constituée d'une série de horsts et son développement associé à une activité tectonique post-éocène, laquelle aurait conduit à l'activation de failles de direction N110-120 et subsidiairement N30 et N150.

Bonnet (1997) a d'autre part suggéré que le Cisaillement Sud-Armoricain — avec la faille de Quessoy-Nort-sur-Erdre et l'Escarpe Nord-Armoricain — avait pu permettre d'accommoder la surrection différentielle de l'Ouest du Massif Armoricaire au cours du Pléistocène, ce qui se traduirait par un basculement général de la région vers le Sud-Est et un affaissement relatif d'une cinquantaine de mètres de la Bretagne méridionale par rapport au Domaine Centre-Armoricain. La comparaison des profils d'incision en mer a par la suite conduit Menier (2004) à proposer des processus de même nature dans les domaines actuellement immergés et l'ordre de grandeur de la surrection différentielle de la baie de Concarneau (à l'Ouest) par rapport à la baie de la Vilaine (à l'Est) durant le Quaternaire est estimé à une vingtaine de mètres. Ces résultats suggèrent une activité très récente du Sud de la Bretagne et plus généralement du Massif Armoricaire. Toutefois, l'hypothèse avancée par ces auteurs de l'accommodation de ces mouvements de grande amplitude par des failles connues dans la région reste conjecturale puisqu'aucune activité synsédimentaire ne peut être mise en évidence le long de ces accidents au cours du Quaternaire, ni sur le terrain, ni à partir des profils sismiques existants.

3.1.2 Contexte sismotectonique

Sismicité historique

L'intensité épicentrale I_0 reportée dans la base de données SISFRANCE (brgm-EDF-IRSN) pour le séisme de Lorient du 30 septembre 2002 est de 5,5. Au cours de la période historique, seuls 2 événements avaient jusqu'alors dépassé une intensité épicentrale de 5 en Bretagne méridionale (figure 3.3) : le séisme de Meucon (Landes de Lanvaux) survenu le 9 janvier 1930 ($I_0=7$) et celui de Melgven (Cornouaille) du 2 janvier 1959 ($I_0=7$).

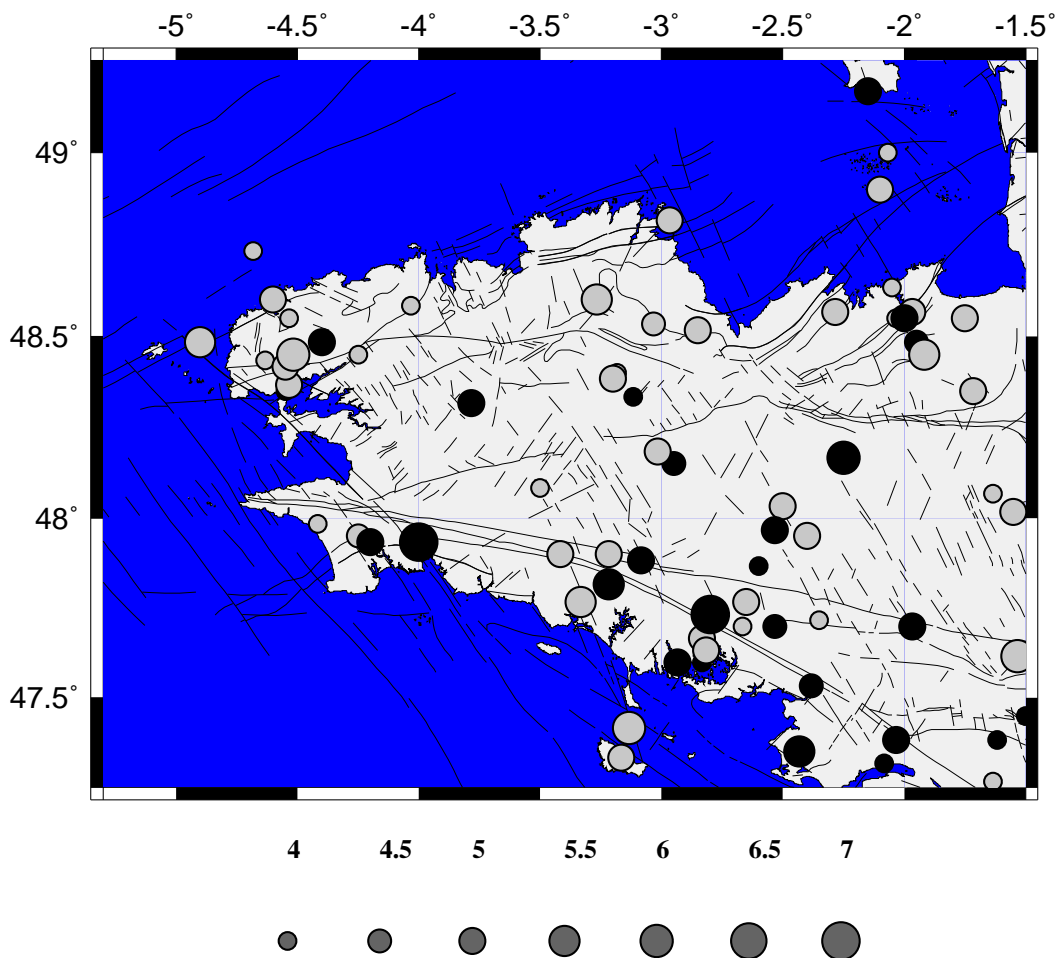


FIG. 3.3 – Carte de sismicité historique de la Bretagne, d'après base de données SISFRANCE (EDF, brgm, IRSN). La valeur de l'intensité épicentrale pour chaque événement est indiquée par la taille des cercles. Les cercles noirs correspondent aux séismes pour lesquels la localisation ainsi que la valeur d'intensité épicentrale sont bien contraintes (critère A ou B de la base de données, cf. <http://sisfrance.net>). Dans le cas contraire, les séismes sont représentés par des cercles gris.

Sismicité instrumentale

Un fonctionnement du Cisaillement Sud-Armoricain au Cénozoïque et au Quaternaire a pu être évoqué sur la base d'arguments géologiques et géomorphologiques indirects, principalement par comparaison des profils d'incision fluviale. La présence de nombreux séismes au voisinage de cet accident suggère par ailleurs qu'il puisse demeurer une structure active actuellement (figure 3.4) mais le caractère diffus de la microsismicité telle qu'elle est fournie par les catalogues en interdit toutefois une interprétation avancée ; il n'est donc pas possible d'identifier sans équivoque d'éventuels segments actifs dans cette région.

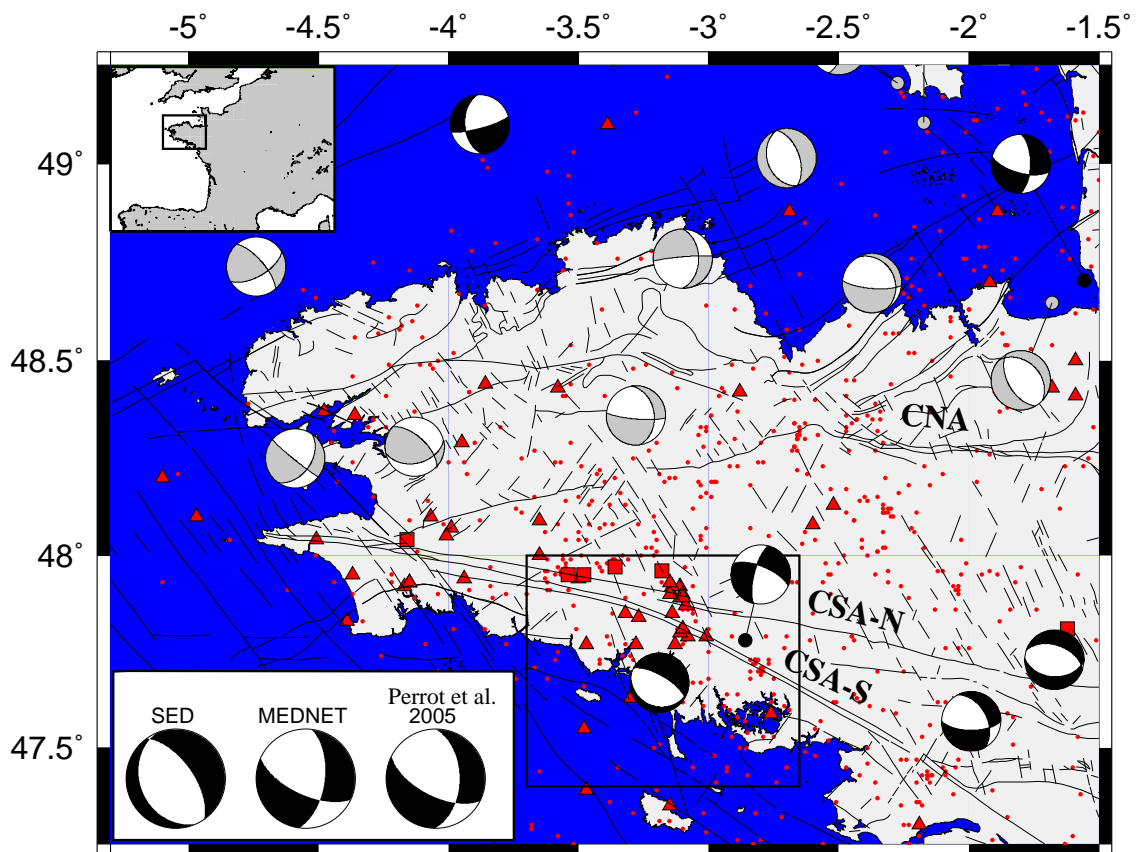


FIG. 3.4 – Carte de sismicité instrumentale de la Bretagne entre 1980 et 2004 (d'après le bulletin du BCSF). Les failles sont reportées d'après la carte géologique de France au 1/1000000. La position du Cisaillement Nord-Armoricain (CNA), ainsi que des branches nord et sud du Cisaillement Sud-Armoricain (respectivement CSA-N et CSA-S) sont également indiquées. La carte présente d'autre part les mécanismes au foyer déterminés par Nicolas et al. (1990) et Amorèse et al. (2000) et Judenherc (2000). Les mécanismes mal contraints (selon les auteurs) sont représentés en gris, en noir sinon. L'encart situé en bas à gauche présente les mécanismes proposés par SED, MEDNET et Perrot et al. (2005) pour le choc principal du 30 septembre 2002 (voir tableau 3.1). Le rectangle noir marque les limites de la figure 3.2.

Selon ces catalogues, la sismicité de la région de Lorient est fidèle aux caractéristiques armo-

ricaines : diffuse et modérée. Entre 1980 et 2004, le BCSF recense 193 séismes dans la région comprise entre 47,4°N et 48,05°N de latitude et 3.7°W et 2.5°W de longitude (figure 3.2). Les magnitudes locales reportées varient de 0 à 5,4, cette borne supérieure n'étant atteinte que par l'événement du 30 septembre 2002. 84% d'entre elles sont inférieures à 3 et ce pourcentage atteint la valeur de 98% pour les séismes de magnitude inférieure à 4.

On dénombre 4 séismes relativement profonds (soit 2% des événements), situés à 15 ou 20 km de profondeur et alignés selon un axe est-ouest, immédiatement au Nord de la branche nord du Cisaillement Sud-Armoricain. Dans 13% des cas, la profondeur reportée est de 10 km, profondeur vraisemblablement fixée dans la plupart des cas lors de la procédure de localisation. De même, les 85% restants sont localisés à 5 km, excepté un, dont la profondeur est donnée à 8 km. Bien que ne représentant que 15% des séismes, la proportion d'événements situés à une profondeur supérieure ou égale à 10 km semble particulièrement élevée dans cette région par rapport au reste de la Bretagne, ainsi qu'en témoigne la figure 3.4. On peut retenir que l'activité sismique de cette zone est certainement limitée à la croûte supérieure. Cependant, l'évaluation approximative de la profondeur des séismes qui s'y produisent limite considérablement l'interprétation qui peut en être faite. Il apparaît donc nécessaire de saisir toute opportunité qui permettrait de tendre à une appréhension plus subtile de la sismotectonique de la région.

Les mécanismes au foyer disponibles (Nicolas *et al.* (1990); Delouis *et al.* (1993); Judenherc (2000)), bien qu'en nombre restreint, semblent mettre en évidence un régime transtensif en Bretagne méridionale, caractérisé par des failles normales dont la composante décrochante est vraisemblablement dextre compte tenu des directions structurales connues dans la région. Le tenseur de contraintes déterminé par Delouis *et al.* (1993) montre que σ_1 est subvertical ; σ_2 , orienté NW-SE, coïncide avec la direction de compression maximale horizontale ; enfin σ_3 , subhorizontal, est confondu avec la direction d'extension maximale orientée NE-SW.

3.2 Le choc principal

3.2.1 Localisation et paramètres de la source

Les localisations proposées par diverses institutions sont présentées dans le tableau 3.1 et celles du RéNaSS, du LDG et du BCSF apparaissent sur la carte de la figure 3.2. Certaines de ces institutions ont proposé une détermination des paramètres de la source pour le séisme de Lorient du 30 septembre 2002 (encart de la figure 3.4). Les mécanismes au foyer de SED (Swiss Earthquake Data Centre) et de MEDNET (Mediterranean Network) correspondent à des tenseurs des moments centroïdes, obtenus à partir de données longue-période, de période dominante 30-50 s pour SED et 35 s pour MEDNET. La solution de MEDNET suggère un décrochement dextre à composante normale, tandis que le mécanisme au foyer proposé par SED (Swiss Earthquake Data Centre),

semble privilégier un mouvement sur faille normale, sans composante décrochante significative. Il doit être précisé que ces deux inversions ne contraignent pas la profondeur du séisme, fixée à 15 kilomètres. Celle-ci a pu être estimée à 12 ± 2 km par Jocelyn Guilbert et Yves Mazabraud à partir de l'analyse cepstrale d'enregistrements télésismiques (pour plus de détails, voir Perrot *et al.* (2005)). L'inversion des sismogrammes enregistrés à 5 stations large-bande du LDG leur a de plus permis de déterminer une valeur de moment sismique M_0 égale à $2,9 \cdot 10^{15}$ N.m., ce qui correspond à une magnitude d'énergie M_W de 4,27 : cette valeur est compatible avec celles proposées par SED et MEDNET, et bien en deçà des valeurs de magnitude locale déterminées par les divers organismes de surveillance sismique français (tableau 3.1). La fréquence coin f_c^s a d'autre part été estimée à 2,3 Hz à partir du spectre médian des ondes S pour l'ensemble des signaux enregistrés par les stations du LDG. Ces grandeurs apportent des contraintes sur la géométrie de la zone de rupture, l'énergie mise en jeu et la chute de contrainte associée au séisme. Les valeurs déterminées pourront être mises en relation avec les résultats issus de l'analyse de la séquence de répliques afin de proposer un scénario de rupture cohérent pour le séisme du 30 septembre 2002.

Source	Lat. (°)	Long. (°)	Prof (km)	Magnitude	M_0 ($10^{15} N.m$)	Az. (°)	Pend. (°)	Gliss. (°)
RéNaSS	48,88	-3,09	10,0	5,4 (M_L)				
BGS	47,98	-3,23	21,7	4,5 (M_L)				
BCSF	47,85	-3,14	10,0	5,4 (M_L)				
LDG	47,83	-3,19	9,6	5,7 (M_L)		127	61	-127
SED	47,83	-3,20	15,0	4,31 (M_W)	3,25	156	29	-80
MEDNET	47,82	-3,13	15,0	4,34 (M_W)	3,70	115	64	-144
Perrot <i>et al.</i> (2005)	47,83	-3,19	12,0	4,27 (M_W)	2,90	117	62	-133

TAB. 3.1 – Localisations préliminaires et paramètres de source proposées par diverses institutions pour le choc principal. Le moment sismique M_0 est indiqué en 10^{15} N.m. Les valeurs d'azimut (Az.), de pendage (Pend.) et de vecteur glissement (Gliss.) sont donnés en degrés dans la convention d'Aki et Richards (1980).

3.2.2 Opportunité d'une campagne d'écoute post-sismique

La détermination du tenseur des moments centroïdes est proche de la limite de validité dès lors qu'elle concerne des séismes superficiels et de magnitude modérée enregistrés en champ lointain. Ajoutée à cela une lacune azimutale due à la position excentrée de la Bretagne par rapport aux réseaux existants, il devient évident que les solutions obtenues ne peuvent suffire à une analyse précise de la sismotectonique de cette région. Il suffit enfin de constater la dispersion des localisations proposées pour le choc principal par le RéNaSS, le LDG et le BCSF (tableau 3.1 et figure 3.2)

pour mesurer le degré d'incertitude associé à ces localisations. Pour ces raisons, mais aussi parce que la forte magnitude du choc principal pouvait laisser présager que cet événement allait être suivi de répliques, une campagne d'écoute post-sismique a été entreprise à l'initiative de Julie Perrot et de Jacques Déverchère (UMR 6538, Brest).

3.3 La campagne SISBREIZH

3.3.1 Mise en place d'un réseau de stations temporaires

J'ai donc participé à la mise en place d'un réseau de douze stations sismologiques temporaires dans la région épiscopale (figure 3.5) deux jours après le choc principal (Déverchère *et al.* (2003)). Ce délai correspond au temps qui a été nécessaire pour obtenir les stations et les acheminer jusqu'à Lorient. Celles-ci sont issues du parc national de réfraction géré par l'Institut de Physique du Globe de Paris (A. Hirn et J.-C. Lépine). Il s'agit de sismomètres HATHOR à enregistrement numérique continu, munis de sismomètres 3 composantes, de fréquence propre 2 Hz, à fréquence d'échantillonnage de 100 Hz, et reliés à une antenne GPS qui assure la synchronisation des horloges et permet une localisation précise des stations ; leur alimentation était assurée par panneau solaire. Les autres intervenants sur le terrain étaient Julie Perrot et Jacques Déverchère ; Luis Matias (IFREMER, Brest) ; Yves Mazabraud (UMR 6526, Nice) ; Antoine Mocquet (UMR 6112, Nantes).

Nous avons choisi, en fonction de la localisation proposée par le LDG (dont une station permanente, QUIF, est située à une dizaine de kilomètres au Nord), de disposer le réseau de manière assez dense (maille de 7 à 10 km, pour une couverture totale de 20 km × 25 km) autour de cette position. Les premières stations ont commencé à enregistrer le 2 octobre 2002 à 8h30 T.U., soit moins de 50 heures après le séisme. Le 2 octobre 2002 à 15h T.U., l'ensemble du réseau temporaire était en place. Il a fonctionné en continu jusqu'au 15 octobre 2002. Toutes les stations ont fourni de l'information et aucune panne durable n'a été à déplorer. La qualité des sites s'est avérée assez bonne, en dépit de la proximité de routes et d'activités agricoles.

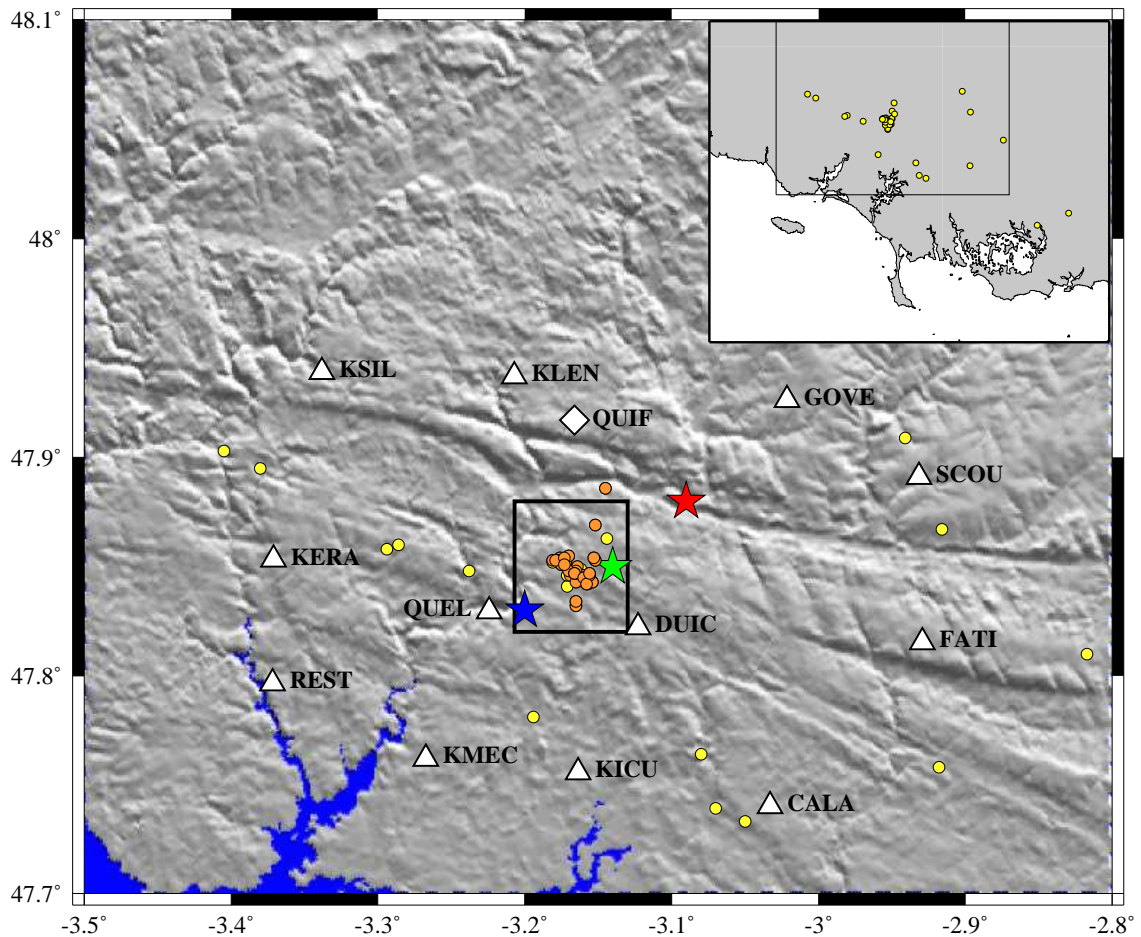


FIG. 3.5 – Carte de localisation des stations du réseau de stations sismologiques temporaires mis en place lors de la campagne SISBREIZH (triangles blancs) et de la station permanente du LDG basée à Quistinic (QUIF, losange blanc). Les 38 événements dont le r.m.s. associé est inférieur ou égal à 0,1 s et les incertitudes en longitude, latitude et profondeur sont inférieures ou égales à 2 km sont représentées par les cercles oranges, les autres par les cercles jaunes. 32 répliques forment l'essai principal, orienté N135, long de 2,5 km environ et situé immédiatement au Nord de la branche sud du Cisaillement Sud-Armoricain. Le cadre entourant cet essaim est celui de la figure 3.12. L'ensemble des 62 répliques apparaît dans l'encart situé en haut à droite de la carte.

3.3.2 Traitement des données

Un examen systématique de la totalité des signaux enregistrés aux 12 stations du réseau pendant les 13 jours de fonctionnement a permis la détection préliminaire de 84 répliques (tableau 3.3). Les sismogrammes acquis à la station permanente de Quistinic (QUIF) nous ont de plus été communiqués par le LDG et ont été intégrés à la base de données. De nombreux signaux de très bonne qualité ont été obtenus, ce jusqu'à la fin du fonctionnement du réseau. À titre d'exemple, la figure 3.6 montre les signaux enregistrés pour le dernier événement détecté, survenu le 15 octobre à 12h10 T.U.. Ils ont permis la localisation des répliques et l'évaluation de leur magnitude, mais également la détermination du mécanisme au foyer associé dans de nombreux cas. Le traitement des données a été effectué à l'aide du logiciel Seisan (Haskov et Ottemöller (1999)), les localisations grâce au logiciel Hypocenter (Lienert *et al.* (1986)) et les mécanismes au foyer à partir du programme Focmec (Snoke *et al.* (1984)).

62 événements ont pu être localisés et sont représentés sur la figure 3.5. Parmi ceux-ci, 49 ont un *r.m.s.* inférieur ou égal à 0,1 s. Cependant, pour certains d'entre eux, l'incertitude sur la longitude, la latitude et la profondeur peut s'avérer relativement élevée. Ainsi, sur ces 49 répliques, seules 38 ont abouti à une localisation considérée comme satisfaisante (cercles oranges de la figure 3.5) avec un *r.m.s.* inférieur ou égal à 0,1 s et une incertitude inférieure ou égale à 2 km dans les trois directions de l'espace. Pour ces 38 répliques, les valeurs de la moyenne, de la médiane et du mode de l'erreur sur la longitude, la latitude et la profondeur sont de l'ordre du kilomètre (tableau 3.2). Enfin 32 d'entre elles sont situées au centre du réseau et forment l'essaim principal des répliques auquel il sera fait référence par la suite.

Paramètre	Incertitudes		
	Moyenne (km)	Médiane (km)	Mode (km)
Longitude	0,85	0,80	0,75
Latitude	0,75	0,70	0,60
Profondeur	1,40	1,30	1,25

TAB. 3.2 – Valeurs moyenne, médiane et modale des incertitudes sur la longitude, la latitude et la profondeur, pour les 38 répliques dont la localisation a été considérée comme satisfaisante (voir texte pour détails).

N°	Jour	Heure	Long. (°)	Lat. (°)	Prof. (km)	Mag.	r.m.s. (s)	ErrOT (s)	ErrLon (km)	ErrLat (km)	ErrZ (km)	Plan 1			Plan 2			P(Az) (°)	P(Pl) (°)	T(Az) (°)	T(Pl) (°)	B(Az) (°)	B(Pl) (°)	
												Strike (°)	Dip (°)	Slip (°)	Strike (°)	Dip (°)	Slip (°)							
-	8	13:23:25.24	-3.194	47.781	11.0	-	0.031	0.28	2.7	2.7	3.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	8	13:30:19.48	-3.166	47.849	12.0	-	0.029	0.22	1.5	1.3	2.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	8	14:41:21.30	-2.716	47.638	0.0	-	0.181	0.53	56.1	32.5	838.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	8	19:57:33.40	-3.145	47.886	10.7	-	0.066	0.22	0.8	0.8	1.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	9	08:15:03.08	-3.171	47.841	13.0	-	0.098	0.28	1.6	1.6	2.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	9	09:50:53.38	-3.286	47.860	2.5	-	0.067	0.26	1.2	0.8	8.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	9	09:54:46.70	-3.050	47.733	0.0	-	0.105	0.34	3.5	2.7	49.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	9	15:19:46.20	-3.070	47.739	0.0	-	0.076	0.28	1.7	2.0	67.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
27	9	22:58:19.60	-3.170	47.848	13.1	1.4	0.016	0.17	0.7	0.6	1.3	222	83	29	128	61	172	352	15	89	25	234	60	
-	10	09:19:46.11	-2.817	47.810	0.1	-	0.785	1.94	49.9	23.6	591.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	10	09:48:06.23	-3.294	47.858	0.3	-	0.094	0.32	1.7	1.1	144.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
28	10	12:06:53.20	-3.166	47.847	12.9	0.7	0.020	0.20	1.1	0.9	1.7	310	62	-158	209	71	-30	167	34	261	6	359	55	
29	10	23:21:11.65	-3.166	47.847	13.2	0.8	0.044	0.20	0.9	0.8	1.6	157	46	-54	291	54	-121	142	65	42	4	310	25	
-	11	19:32:54.20	-3.160	47.845	13.0	-	0.045	0.21	1.0	1.1	1.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
30	12	03:10:02.11	-3.158	47.842	12.7	1.4	0.018	0.17	0.7	0.6	1.2	120	68	-134	9	48	-30	344	47	241	12	140	40	
-	12	03:46:39.97	-3.171	47.846	13.2	-	0.033	0.22	1.3	1.1	2.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
31	12	05:11:52.08	-3.173	47.851	12.1	0.6	0.020	0.19	0.8	0.8	1.5	343	57	-40	98	57	-140	311	50	41	0	130	40	
-	12	20:20:32.34	-3.238	47.848	21.1	-	0.472	0.94	5.4	4.9	6.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
32	12	23:36:20.84	-3.156	47.847	12.8	0.9	0.027	0.18	0.7	0.7	1.2	147	57	-114	6	40	-58	7	68	254	9	160	20	
-	13	02:11:39.87	-3.212	46.701	15.2	-	0.413	0.90	48.0	368.6	386.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	13	05:08:00.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	13	05:13:00.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	13	05:18:00.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	13	12:19:00.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	13	16:45:36.80	-3.144	47.863	12.0	-	0.243	0.58	2.8	2.3	4.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	14	00:40:00.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	14	08:31:00.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	14	10:03:49.84	-3.080	47.764	0.1	-	0.209	0.60	3.7	3.9	206.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	14	12:07:00.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	14	13:11:00.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	14	13:40:00.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	14	14:38:00.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	15	12:10:27.68	-3.181	47.852	12.8	-	0.036	0.25	2.1	2.1	2.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

TAB. 3.3 (Suite)

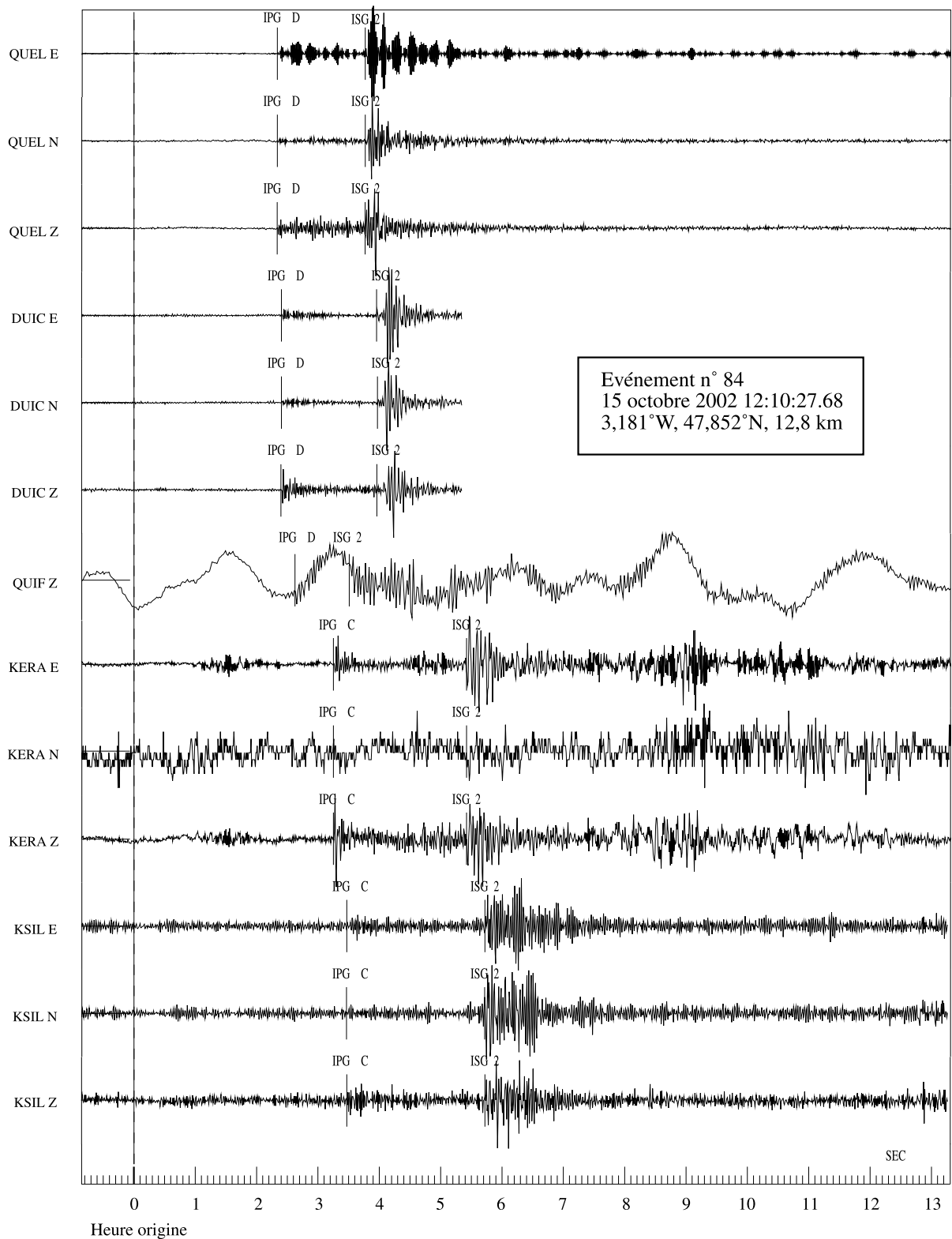


FIG. 3.6 – Signaux obtenus pour la dernière réplique enregistrée, le 15 octobre à 15h10 T.U.. Les pointés effectués au cours de ce travail y sont également reportés.

Les données obtenues au cours de la campagne à partir du 2 octobre peuvent être complétées par celles disponibles dans le bulletin du BCSF entre le choc principal et le début du fonctionnement des stations. L'évolution temporelle de la fréquence des répliques est représentée sur la figure 3.7.a. Le nombre d'événements identifiés par jour diminue de façon discontinue, et l'on dénombre trois pics d'activité, les 3, 8 et 14 octobre. La vitesse de décroissance observée suggère que l'activité a pu se poursuivre une dizaine de jours après la fin du fonctionnement du réseau. Les magnitudes observées varient de 0,4 à 4,1 (figure 3.7.b), qui est la magnitude locale M_L rapportée par le BCSF pour la réplique principale, survenue le 30 septembre 2002 à 10h06 T.U..

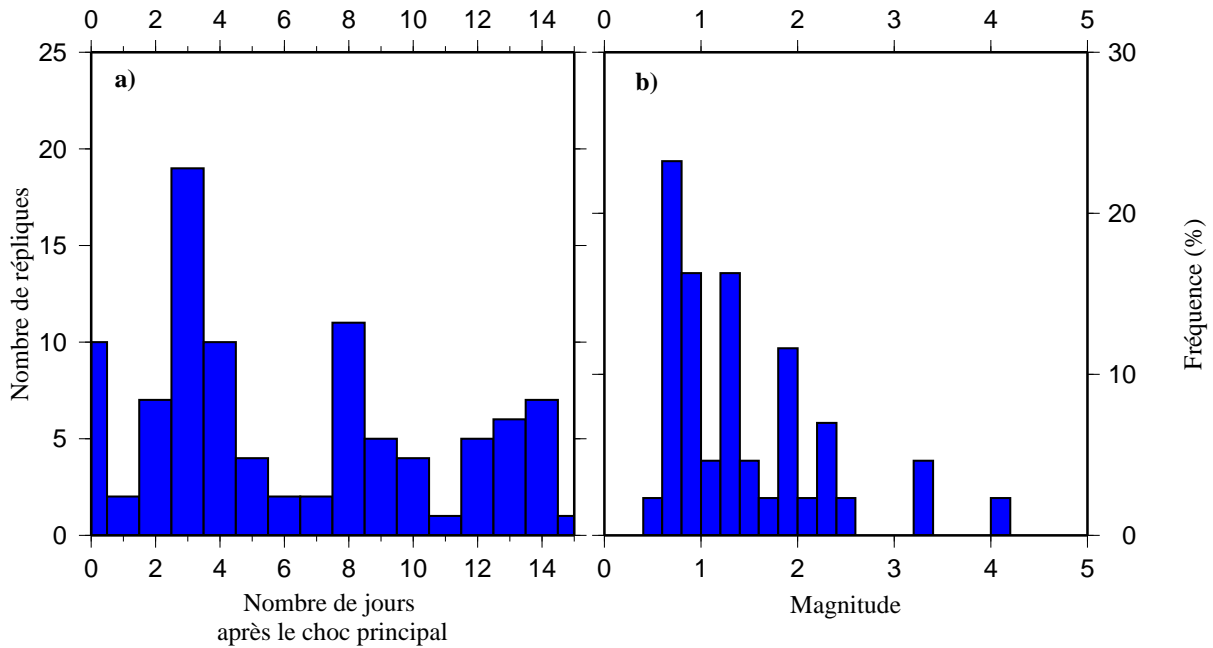


FIG. 3.7 – a) Nombre de répliques enregistrées par jour par les stations du réseau SISBREIZH. Les événements reportés dans le bulletin du BCSF entre le choc principal et le début du fonctionnement du réseau, soit les deux premiers jours, sont également représentés. b) Distribution des magnitudes (données SISBREIZH et bulletin BCSF pour les deux premiers jours).

3.3.3 Évaluation de la magnitude des répliques

La magnitude des répliques a été évaluée d'après la durée du signal (*coda*, exprimée en secondes) mesurée sur les sismogrammes, par application de la formule de Lee *et al.* (1972) :

$$M_{coda} = 0,087 + 2\log(coda) + 0,0035\Delta \quad (3.1)$$

où Δ représente la distance épacentrale en kilomètres. La grande qualité des signaux enregistrés a permis d'identifier 17 événements de magnitude inférieure à 1,0, l'ensemble s'échelonnant entre 0,4 et 1,9. L'événement survenu le 2 octobre à 23h33 a également été enregistré par un nombre

suffisant de stations permanentes du LDG pour en permettre une évaluation de la magnitude locale M_L . Celle-ci est donnée à 2,0. Pour le même événement, la magnitude de *coda* que nous avons déterminée est de 1,9.

3.3.4 Détermination d'un modèle de vitesse

Un pointé des temps d'arrivée d'onde P_g et S_g a été accompli pour les 84 répliques identifiées. Lorsque le rapport signal sur bruit était suffisant pour s'affranchir de toute ambiguïté, la polarité des ondes P_g a d'autre part été déterminée. Les ondes P_g , bien que d'amplitude plus faible que les ondes S_g , sont généralement de plus haute fréquence, donc plus impulsives que ces dernières (figure 3.8) : la lecture de leur temps d'arrivée en est donc plus précise. Les ondes S_g sont de plus basse fréquence et leur arrivée est généralement obscurcie par la coda de l'onde P_g . Ainsi a-t-il été décidé d'affecter un poids deux fois moindre aux ondes S par rapport aux ondes P lors de l'inversion des temps d'arrivée pour la localisation des répliques.

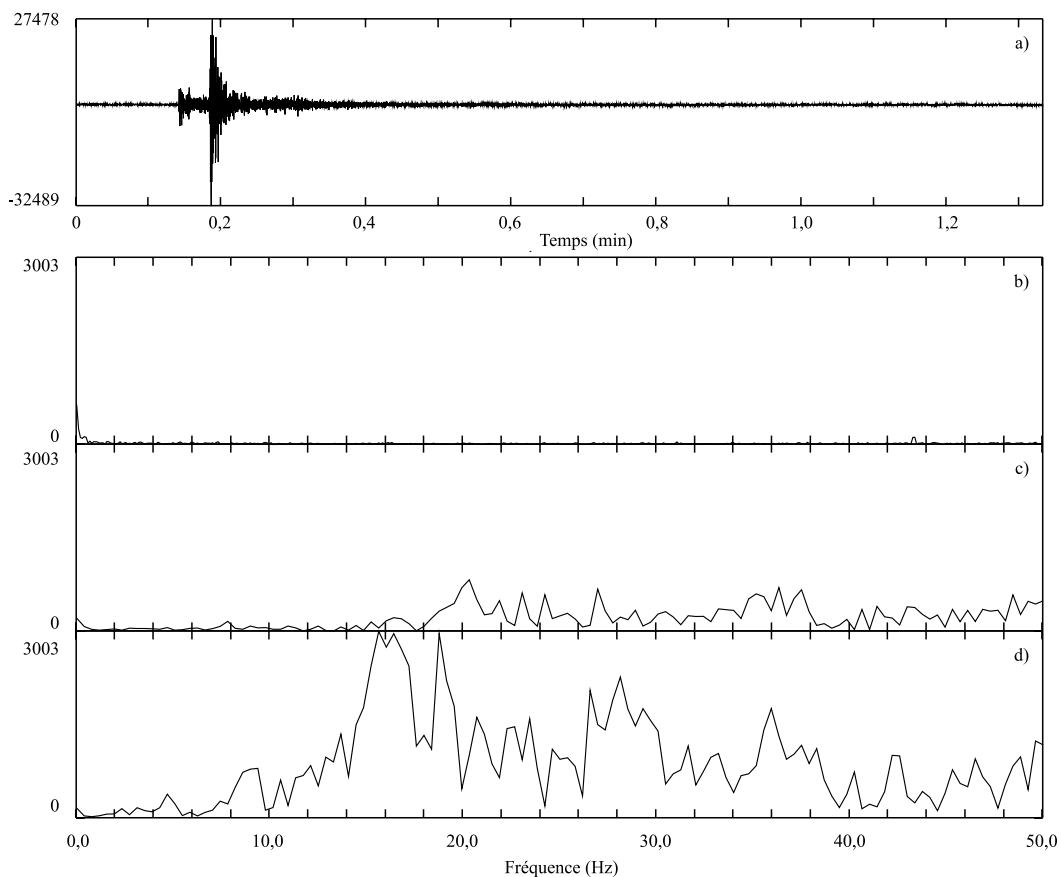


FIG. 3.8 – Spectres d'amplitude a) Signal enregistré à la station FATI pour la réplique du 2 octobre, 23h33. b) Spectre du bruit. c) Spectre de l'onde P. d) Spectre de l'onde S.

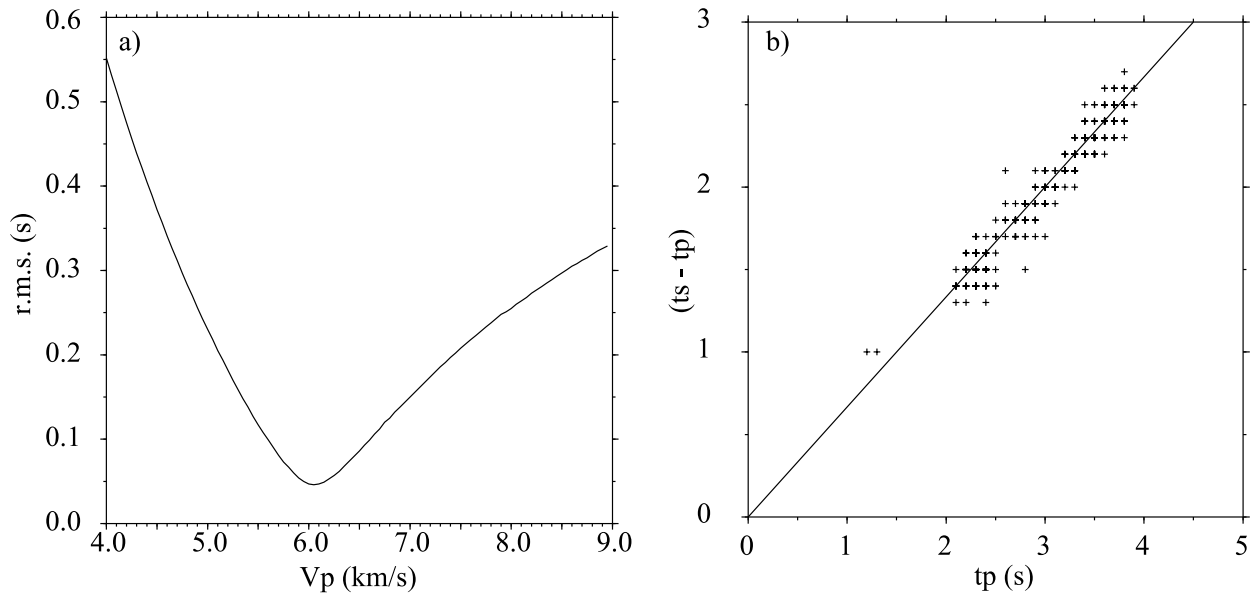


FIG. 3.9 – Détermination d'un modèle de vitesse pour la localisation des répliques du séisme de Lorient. a) Une exploration systématique des vitesses d'onde P_g comprises entre 4,0 et 9,0 km/s donne un r.m.s. minimal pour une vitesse V_P de 6,05 km/s. b) Diagramme de Wadati représentant $(t_S - t_P)$ en fonction de t_P . La pente de la droite obtenue indique un rapport V_P/V_S de 1,68.

La structure sismique de la région d'étude n'étant pas connue, un modèle de vitesse a été déterminé. Seules les ondes directes ont été pointées et aucune onde P_n n'a été identifiée en première arrivée, aussi n'a-t-il pas été nécessaire de modéliser l'interface du Moho : un demi-espace de vitesse constante a donc été considéré. Le modèle de vitesse a été obtenu par exploration systématique (figure 3.9a), pour des vitesses comprises entre 4,00 et 9,00 km/s. Un minimum de *r.m.s.* (root mean square) de 0,052 s est atteint pour une vitesse de 6,05 km/s, valeur peu surprenante pour une région de socle comme le Massif Armoricain, essentiellement composée de roches plutoniques et cristallophylliennes, sans couverture sédimentaire notable. L'introduction d'une ou de plusieurs interfaces séparant des milieux à vitesses différentes n'a pas permis d'améliorer le résidu de manière significative. Aucun critère ne permet de toute façon d'imposer la présence d'une telle interface, étant donné d'une part l'absence de couverture sédimentaire dans cette région, étant donné d'autre part qu'aucun profil sismique disponible n'y contraint la profondeur de la limite entre les croûtes supérieure et inférieure. Le rapport V_P/V_S a d'autre part été calculé par régression linéaire sur un diagramme de Wadati (figure 3.9b) et la valeur obtenue est de 1,68, un peu plus faible que la valeur de 1,73 communément utilisée.

3.3.5 Détermination des mécanismes au foyer et évaluation du champ de contraintes associé

Mécanismes au foyer

Une fois les répliques localisées, les mécanismes au foyer ont pu être déterminés à partir des polarités d'onde P_g lues sur les sismogrammes lorsque 6 polarités au moins étaient disponibles. Une exploration systématique des mécanismes en double-couple a permis d'identifier les solutions satisfaisant la totalité des polarités (figure 3.10), parmi lesquelles une solution moyenne a été retenue (figure 3.12). La qualité d'un mécanisme au foyer dépend fortement de la précision de la localisation et du nombre de polarités identifiées, mais aussi de la répartition azimutale des stations. La plupart des séismes pour lesquels un mécanisme au foyer a été déterminé sont situés au centre du réseau. Ces déterminations n'ont donc été perturbées par aucune lacune de couverture azimutale significative (voir figure 3.10).

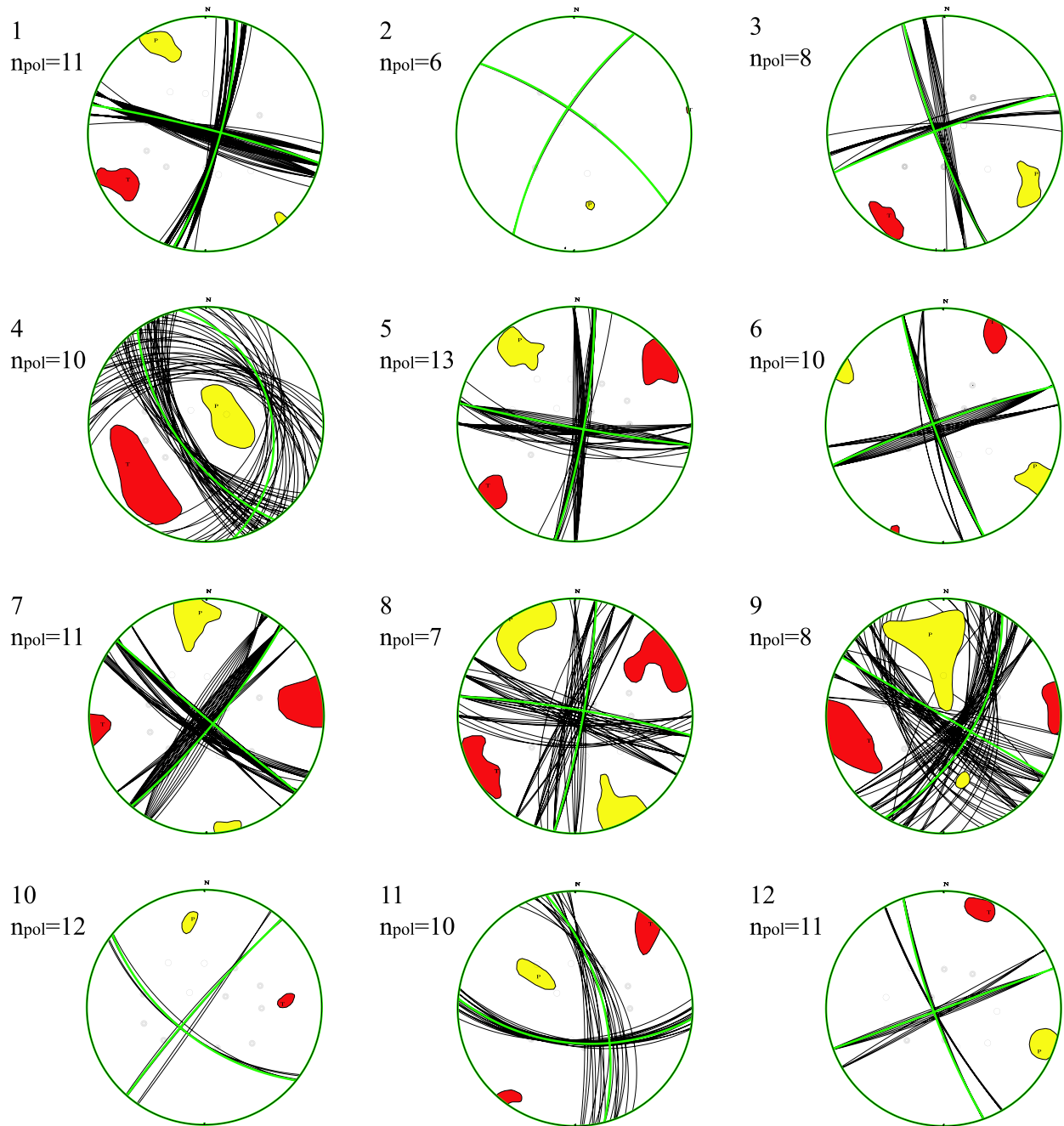


FIG. 3.10 – *Détail des solutions possibles satisfaisant l'ensemble des polarités pour les répliques du séisme de Lorient. Chaque mécanisme compte 6 polarités au moins. Les cercles blancs correspondent à un premier mouvement vers le bas (dilatation), les cercles noirs vers le haut (compression). Les domaines en jaune et en rouge représentent respectivement les domaines de l'axe de pression et de tension associés à l'ensemble des solutions possibles. La solution sélectionnée est représentée en vert. Les numéros d'événement se réfèrent au tableau 3.3 et aux localisations de la figure 3.5.*

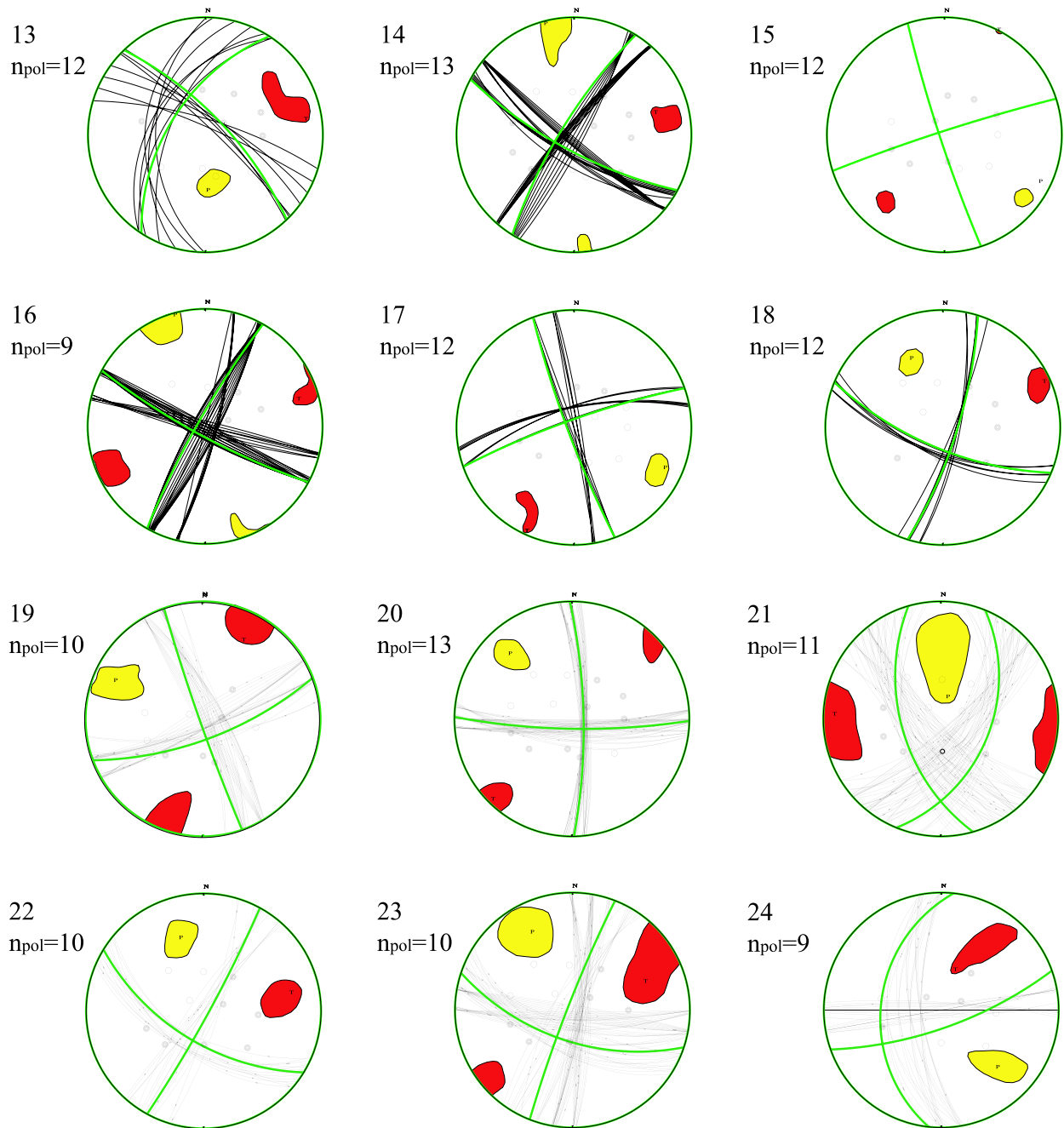


Fig. 3.10 – (Suite)

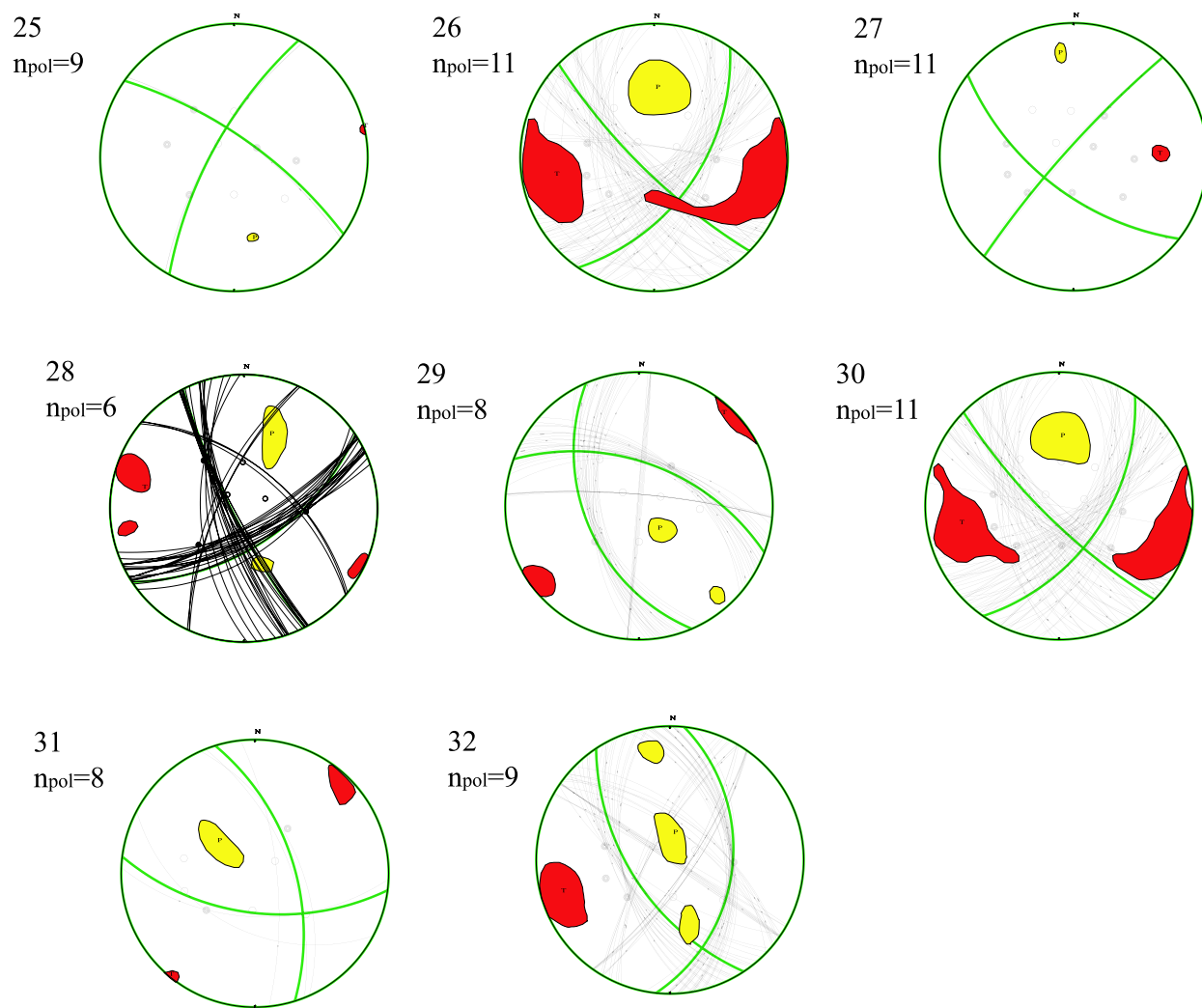


Fig. 3.10 – (Suite)

Il apparaît toutefois sur cette même figure que les mécanismes obtenus sont inégalement contraints. Le tableau 3.4 indique pour chaque événement le nombre de lectures d'onde P et S effectuées ainsi que le nombre de polarités d'onde P utilisées pour la détermination des mécanismes au foyer. Les paramètres des solutions retenues y sont reportés suivant la convention de Aki et Richards (1980). La dispersion des solutions peut être décrite à partir des valeurs $\Delta Strike$ et ΔDip présentées dans ce tableau. Celles-ci représentent respectivement l'incertitude associée à l'azimut et au pendage du plan retenu, calculée comme la différence entre les valeurs maximale et minimale issues de l'inversion pour chacun de ces deux paramètres. Afin de rendre compte de cette dispersion, un facteur de qualité compris entre 1 et 4 a été assigné à chaque mécanisme — une valeur de 1 correspondant aux solutions les moins bien contraintes — selon la règle suivante :

4 : $\Delta Strike < 20^\circ$ et $\Delta Dip < 20^\circ$ (13 événements)

3 : $20^\circ \leq \Delta Strike < 30^\circ$ (8 événements)

2 : $30^\circ \leq \Delta Strike < 35^\circ$ (3 événements)

1 : $\Delta Strike \geq 35^\circ$ (8 événements)

Ces facteurs de qualité ont été utilisés comme coefficients de pondération pour l'inversion du tenseur de contraintes (Perrot *et al.* (2005)). Ils apparaissent dans le tableau 3.4, pour chaque événement, de même que le nombre de lectures d'onde P et S effectuées et le nombre de polarités d'onde P utilisées pour la détermination des mécanismes au foyer.

Tenseur de contraintes déduit des mécanismes au foyer

Les 32 mécanismes au foyer retenus ont été combinés afin de déterminer le champ de contraintes associé aux répliques, selon la méthode d'Etchecopar *et al.* (1981). Celle-ci permet d'inverser des données de stries pour obtenir les composantes principales du tenseur de contraintes associé ainsi que le rapport de contraintes $R = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$, où σ_1 , σ_2 et σ_3 sont respectivement les contraintes principales maximale, intermédiaire et minimale du tenseur de contraintes. La procédure consiste à minimiser la différence angulaire entre le vecteur glissement théorique associé au tenseur de contraintes et les directions de glissement effectives, observées sur les plans retenus lors de la détermination des mécanismes au foyer.

Le facteur de qualité associé à chaque mécanisme au foyer a permis de pondérer les données dans la procédure d'inversion. Les résultats tendent à indiquer un régime tectonique décrochant, avec σ_1 et σ_3 d'azimuts respectifs $N317^\circ \pm 4,3^\circ$ et $N48^\circ \pm 4,5^\circ$. Des directions similaires ont également été obtenues par détermination d'un mécanisme au foyer composite réalisé à partir des 426 polarités des 49 événements situés dans le réseau : l'axe de pression P représentant σ_1 est orienté $N325^\circ$ et l'axe de tension T représentant σ_3 a pour direction $N234^\circ$. Ces résultats sont présentés dans le tableau 3.5.

n	nP_g	nS_g	$npol$	$\Delta Strike$ ($^\circ$)	ΔDip ($^\circ$)	Facteur de qualité
1	11	11	11	18.0	12.0	4
2	6	9	6	1.0	1.0	4
3	8	11	8	11.0	10.0	4
4	10	8	10	70.0	20.0	1
5	13	12	13	21.0	13.0	3
6	10	10	10	11.0	18.0	4
7	12	11	11	23.0	15.0	3
8	7	10	7	30.0	12.0	2
9	8	10	8	47.0	26.0	1
10	12	11	12	7.0	7.0	4
11	11	11	10	27.0	20.0	3
12	11	11	11	11.0	2.0	4
13	12	9	12	30.0	13.0	2
14	13	12	13	11.0	12.0	4
15	12	12	12	16.0	5.0	4
16	9	8	9	21.0	19.0	3
17	12	9	12	11.0	7.0	4
18	12	12	12	11.0	7.0	4
19	10	10	10	21.0	18.0	3
20	13	13	13	10.0	9.0	4
21	11	11	11	56.0	40.0	1
22	10	9	10	22.0	15.0	3
23	10	7	10	30.0	15.0	2
24	8	9	9	20.0	30.0	3
25	9	8	9	2.0	1.0	4
26	11	10	11	62.0	70.0	1
27	11	9	11	1.0	5.0	4
28	6	8	6	37.0	20.0	1
29	8	10	8	35.0	43.0	1
30	11	10	11	64.0	42.0	1
31	8	9	8	20.0	13.0	3
32	10	10	9	53.0	35.0	1

TAB. 3.4 – Paramètres utilisés pour la localisation et la détermination du mécanisme au foyer. n est le numéro d'événement, nP_g et nS_g sont respectivement le nombre d'arrivées d'onde P et S identifiées sur les sismogrammes, $npol$ le nombre de polarités utilisées pour la détermination du mécanisme au foyer. $\Delta Strike$ et ΔDip indiquent l'incertitude sur l'azimut et le pendage des plans solutions. Ils représentent la différence entre les valeurs minimale et maximale obtenues lors de l'inversion des polarités pour ces deux paramètres. Le facteur de qualité, compris entre 1 et 4, indique la validité du mécanisme au foyer, une valeur de 1 correspondant aux mécanismes les moins bien contraints.

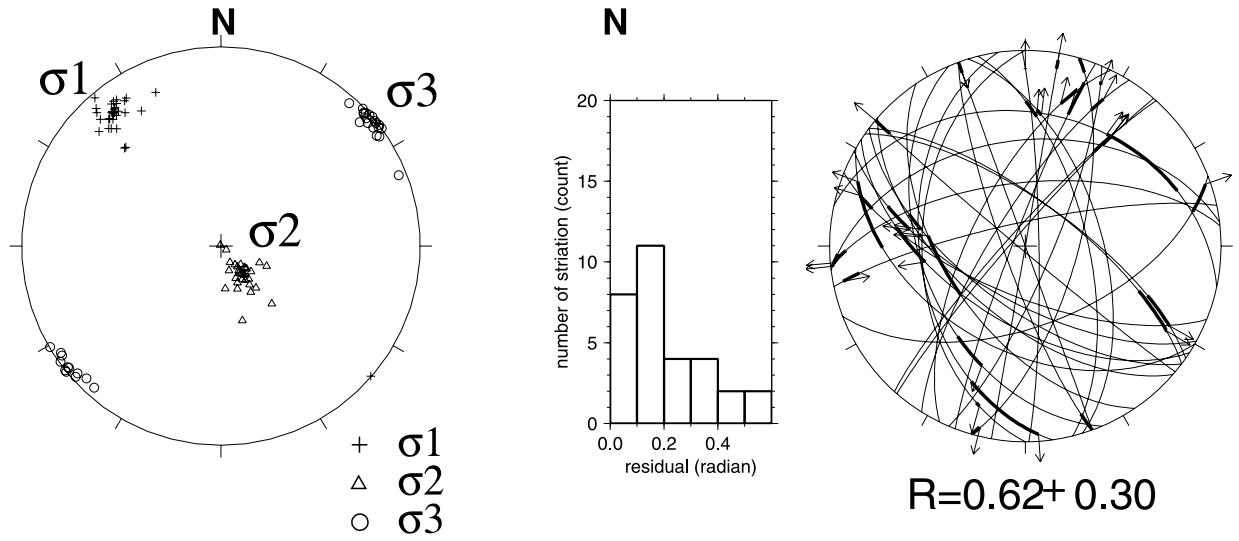


FIG. 3.11 – Tenseur de contraintes déterminé à partir des 32 mécanismes au foyer des répliques (d’après Perrot et al. (2005)). σ_1 , σ_2 et σ_3 représentent les contraintes principales maximale, intermédiaire et minimale, respectivement (diagramme de gauche). L’histogramme représenté au centre montre la distribution des résidus angulaires associés à l’inversion. Sur le diagramme de droite, La ligne en trait épais indique la différence angulaire entre le vecteur glissement observé (représenté par une flèche) et calculé. Sous ce diagramme est également mentionné le rapport de contraintes $R = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$ issu de l’inversion.

n	σ_1		σ_2		σ_3		R
	Az ($^\circ$)	Pl ($^\circ$)	Az ($^\circ$)	Pl ($^\circ$)	Az ($^\circ$)	Pl ($^\circ$)	
32	$321,9 \pm 9,6$	$15,3 \pm 24,4$	$139,2 \pm 59,3$	$74,7 \pm 24,4$	$213,7 \pm 10,1$	$0,7 \pm 15,1$	$0,60 \pm 0,30$

n	P		N		T	
	Az ($^\circ$)	Pl ($^\circ$)	Az ($^\circ$)	Pl ($^\circ$)	Az ($^\circ$)	Pl ($^\circ$)
426	326	8	80	70	234	18

TAB. 3.5 – Valeurs des contraintes principales σ_1 , σ_2 et σ_3 obtenues. La première ligne correspond à l’inversion des mécanismes au foyer déterminés par la méthode d’Etchecopar et al. (1981). n est le nombre de données, Az et Pl représentent la valeur de l’azimut et du plongement des contraintes principales et R le rapport de contrainte issu de l’inversion. La seconde ligne présente le champ de contraintes déduit d’un mécanisme au foyer composite réalisé à partir de l’ensemble des polarités d’onde P_g , n représentant le nombre de polarités.

Les directions des contraintes principales déterminées sont en accord avec celles obtenues à l'échelle régionale par Nicolas *et al.* (1990) et Amorèse *et al.* (2000). Selon la classification de Ritz (1994), la valeur de rapport de contrainte $R = 0,60 \pm 0,30$ indique que le tenseur de contraintes déduit des mécanismes au foyer est à la limite entre un régime purement décrochant et un régime transtensif.

3.3.6 Distribution spatiale des répliques

Nous avons vu que sur les 84 événements détectés, seuls 62 ont été enregistrés par un nombre de stations suffisant pour être localisés. 49 d'entre eux, situés à l'intérieur du réseau ou à proximité (figure 3.5) ont un *r.m.s.* associé inférieur ou égal à 0,1 s mais leurs coordonnées spatiales peuvent être entachées d'une erreur relativement élevée. Sur ces 49 répliques, 38 se caractérisent par une incertitude associée inférieure à 2 km dans les trois directions de l'espace, parmi lesquelles 32 sont distribuées selon un essaim long de 2,5 km et large d'1km, orienté N135 et situé au centre du réseau, immédiatement au Nord de la branche sud du Cisaillement Sud-Armoricain. Le *r.m.s.* moyen associé à ces localisations, après correction du résidu systématique moyen observé aux stations, diminue de 0,052 s à 0,041 s, sans modifier de manière notable la distribution hypocentrale obtenue. Les erreurs moyennes sur la localisation sont de 0,85 km en longitude, de 0,75 km en latitude et de 1,40 km pour la profondeur.

Deux coupes ont été réalisées afin de mettre en évidence l'organisation tridimensionnelle de cet essaim (figures 3.12 et 3.13) : la première, A_1B_1 , est orientée N115, c'est-à-dire suivant la direction générale du Cisaillement Sud-Armoricain ; l'autre, A_2B_2 , lui est perpendiculaire (N25). Il apparaît tout d'abord que les répliques sont distribuées entre 11,5 et 13,5 km de profondeur, avec une moyenne de 12,7 km. Sur la coupe A_1B_1 , on remarque que l'essaim principal se répartit sur une zone circulaire de rayon approximativement égal à 1 km. Il s'organise en outre en deux sous-essaims, le premier étant situé dans la partie ouest à 12 kilomètres de profondeur ; le second à l'Est, à une profondeur de 13 kilomètres. Ils sont séparés par une zone au niveau de laquelle ne s'est produite aucune réplique, dont le rayon est d'environ 500 m. Dans l'ensemble, les mécanismes au foyer sont de type décrochant à normal, l'un et l'autre styles étant présents dans les deux sous-essaims identifiés sur la coupe A_1B_1 , lesquels ne montrent donc pas des styles tectoniques significativement distincts, bien que les événements à composante normale apparaissent plus fréquemment dans le sous-essaim le plus profond, situé au Sud-Est (répliques 21, 26, 29, 30, 32).

Sur la coupe A_2B_2 , orientée N25, les répliques sont distribuées selon un segment long d'1,5 kilomètre. Une régression de type "moindres carrés" effectuée le long du plan de coupe et tenant compte de l'incertitude sur les localisations en indique un pendage de $65^\circ \pm 6^\circ$ vers le Sud-Ouest. Un tel pendage est par ailleurs souligné par les plans nodaux des mécanismes au foyer (figure 3.13). Parmi ces plans, ceux susceptibles de donner un pendage dirigé vers le Sud-Ouest sont ceux dont l'azimut est compris entre N90 et N180. Leurs intersections avec le plan de coupe constituent un

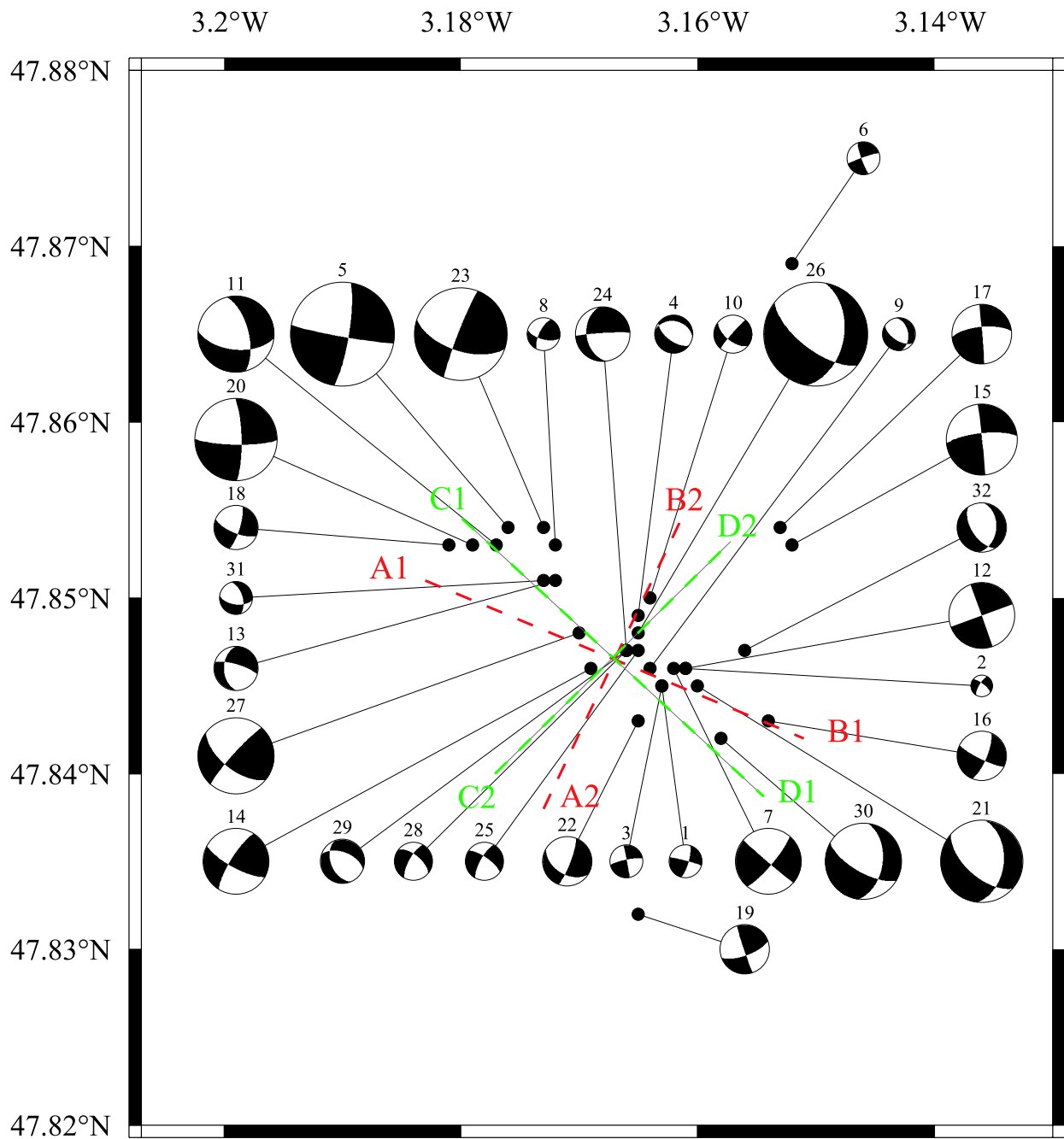


FIG. 3.12 – Épicentres et mécanismes au foyer pour les 32 répliques de l'essaim orienté N135. La taille des mécanismes est proportionnelle à la magnitude de durée. Les traits pointillés rouges indiquent la position des coupes A_1B_1 et A_2B_2 , les verts celles des coupes C_1D_1 et C_2D_2 .

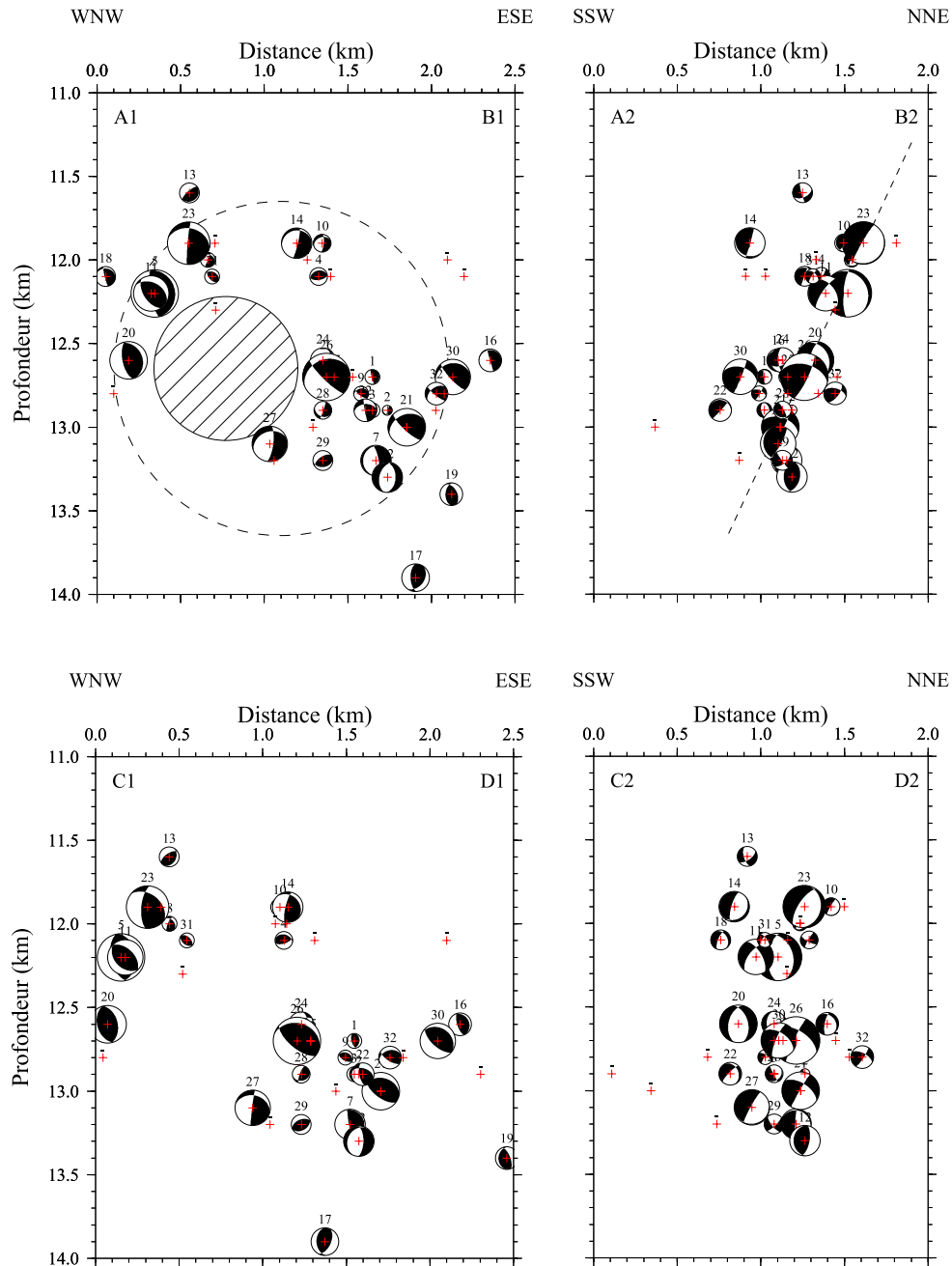


FIG. 3.13 – Localisations hypocentrales des répliques sur les coupes A_1B_1 et A_2B_2 de la figure 3.12. Sur la coupe A_1B_1 , orientée $N115$, le disque hachuré délimite sur un rayon d'environ 400 mètres une zone dépourvue de répliques et interprétée comme la zone de rupture compatible avec la valeur de la fréquence-coïn du choc principal. Le cercle pointillé délimite une région d'1 km de rayon où les contraintes induites par le choc principal ont été relâchées dans les jours qui ont suivi. Sur la coupe A_2B_2 , orientée $N25$, les répliques sont distribuées sur un segment dont le pendage, d'environ 60° , est interprété comme celui du plan de faille mis en jeu lors de la rupture initiale. Les mécanismes sont représentés sur un plan vertical. La coupe C_1D_1 est parallèle à l'allongement de l'essai principal ($N135$); la coupe C_2D_2 lui est perpendiculaire ($N45$). Sur C_2D_2 , la répartition des répliques montre un allongement le long d'un axe vertical, en moins bon accord avec les mécanismes au foyer obtenus.

ensemble de lignes dont les valeurs de pendage sont pour l'essentiel supérieures à 55° , leur valeur moyenne étant de 62° pour un écart-type de 17° (figure 3.14).

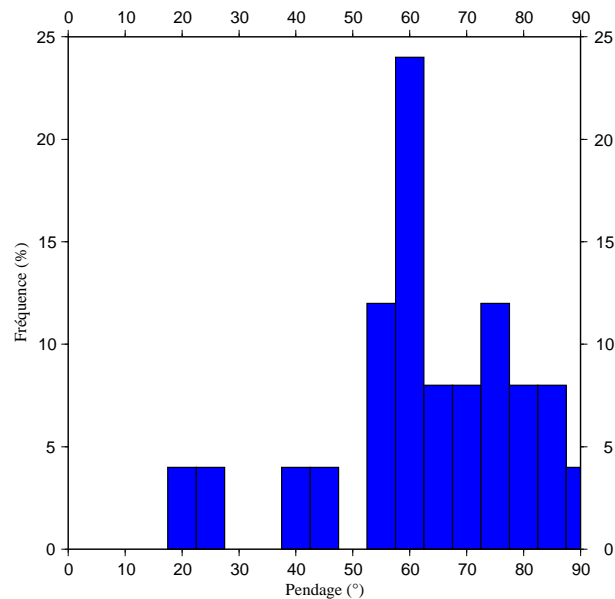


FIG. 3.14 – Distribution des valeurs de pendage des lignes résultant de l'intersection des plans nodaux dont l'azimut est compris entre $N90$ et $N180$ avec le plan de coupe A_2B_2 ($N25$). On obtient une distribution unimodale, dont la valeur moyenne est de 62° pour un écart-type de 17° .

Si l'essai principal est effectivement contenu dans un plan perpendiculaire au plan de coupe A_2B_2 , son agencement spatial et l'information délivrée par les mécanismes au foyer semblent concorder pour indiquer un pendage de 60° à 65° vers le Sud-Ouest. En supposant d'une part que celui-ci représente le plan de faille sur lequel s'est produit le séisme de Lorient ; en postulant d'autre part que la profondeur moyenne des répliques correspond à celle de l'événement principal, ces résultats confirment en premier lieu la profondeur déterminée pour ce dernier à partir des enregistrements aux stations large-bande ; ils valident d'autre part le mécanisme au foyer établi par Perrot *et al.* (2005) ($Strike = 117^\circ$, $Dip = 64^\circ$, $Slip = -133^\circ$).

Le choix des plans de coupe A_1B_1 ($N115$) et A_2B_2 ($N25$) peut cependant être discuté. Compte tenu de l'orientation de l'essai principal ($N135$), ce choix peut en effet sembler suspect. On notera cependant qu'aucune direction structurale connue dans cette région ne coïncide avec celle décrite par cet essai. Une coupe orientée parallèlement à son allongement (C_1D_1) conduit à des observations comparables à celles effectuées sur la coupe A_1B_1 ; en revanche, une coupe perpendiculaire (coupe C_2D_2 , orientée $N45$) montre une distribution quasi-verticale des répliques, ce qui si l'on suit le raisonnement précédent, pourrait suggérer une rupture sur un plan vertical d'azimut $N135$. Le pendage de l'essai, déterminé le long de C_2D_2 par moindres carrés s'avère en effet de $82^\circ \pm 7^\circ$ vers le Sud-Ouest alors que le pendage moyen de l'intersection des plans nodaux avec le plan de coupe est de $63^\circ \pm 15^\circ$. Il semble donc que l'information délivrée par les mécanismes au foyer ne

soit pas ici en accord avec celle obtenue à partir de l'organisation spatiale de l'essai. Aussi les coupes C_1D_1 et C_2D_2 ne sont-elles pas considérées comme pertinentes au regard de l'information recherchée ; les coupes A_1B_1 et A_2B_2 leur sont donc préférées.

La valeur du pendage de l'essai d'une part, de l'intersection des plans nodaux avec le plan de coupe d'autre part, ont par ailleurs été déterminées de manière systématique pour des directions du plan de coupe comprises entre N0 et N90 (figure 3.15 et tableau 3.6). Il apparaît que ces deux informations restent compatibles pour un azimut inférieur à 30° (figure 3.15a), avec une différence de pendage inférieure à 10° (dernière colonne du tableau 3.6). Au-delà, le pendage du plan portant l'essai (représenté par les cercles vides sur la figure 3.15a) devient trop élevé. Entre N0 à N90, celui-ci augmente de 51° à 121° , c'est-à-dire que ce plan se verticalise et se dirige progressivement vers le Nord-Est. En revanche, quel que soit l'azimut du plan de coupe, le pendage de son intersection avec les plans nodaux (lignes en trait plein, figure 3.15a) varie peu : les valeurs de la moyenne, de la médiane et du mode de sa distribution sont mutuellement cohérents et restent compris entre 45° et 65° .

Pour chaque valeur d'azimut du plan de coupe, les paramètres de l'équation de la droite passant par les répliques ont été déterminés par moindres carrés et le *r.m.s.* associé a pu être calculé. Celui-ci permet de quantifier la dispersion des répliques par rapport à cette droite. Le minimum de *r.m.s.* est obtenu pour un azimut de 45° (figure 3.15b et tableau 3.6). C'est donc pour une coupe effectuée selon cette direction que la droite obtenue rend le mieux compte des observations. Son pendage est de $82^\circ \pm 7^\circ$ vers le Sud-Ouest. En ce qui concerne l'intersection des plans nodaux avec le plan de coupe, l'écart-type minimal est quant à lui atteint pour un azimut de $50-55^\circ$ (figure 3.15c) : le pendage obtenu est de 63° vers le Sud-Ouest, avec un écart-type de 15° .

Le seul examen de ces deux valeurs, le *r.m.s.* de la distribution des répliques par rapport à la droite de régression dans le premier cas, et l'écart-type de la distribution des pendages de l'intersection entre les plans nodaux et le plan de coupe dans le second, pourrait conduire à interpréter les données par un plan de faille orienté N135-145 (i.e. perpendiculaire à un plan de coupe orienté N45-N55, zone représentée en gris clair sur la figure 3.15). Cependant, les pendages obtenus dans les deux cas diffèrent d'une vingtaine de degrés (tableau 3.6). Un plan de faille orienté N115 (i.e. correspondant à un plan de coupe orienté N25, compris dans la zone en gris foncé sur la figure 3.15), avec un pendage de $60-65^\circ$ vers le Sud-Ouest, apparaît donc comme un compromis satisfaisant entre deux exigences : d'une part minimiser la dispersion des données par rapport au modèle et d'autre part obtenir des valeurs de pendages comparables suivant les deux méthodes d'investigation.

Ainsi, l'analyse conjointe de la distribution hypocentrale des répliques et des mécanismes au foyer qui leur sont associés autorise d'ores et déjà à proposer une esquisse de scénario de rupture pour le séisme de Lorient : les résultats obtenus suggèrent que celui-ci s'est produit le long d'une zone d'accumulation des contraintes située à la base de la croûte fragile, à 12,5 km de profondeur.

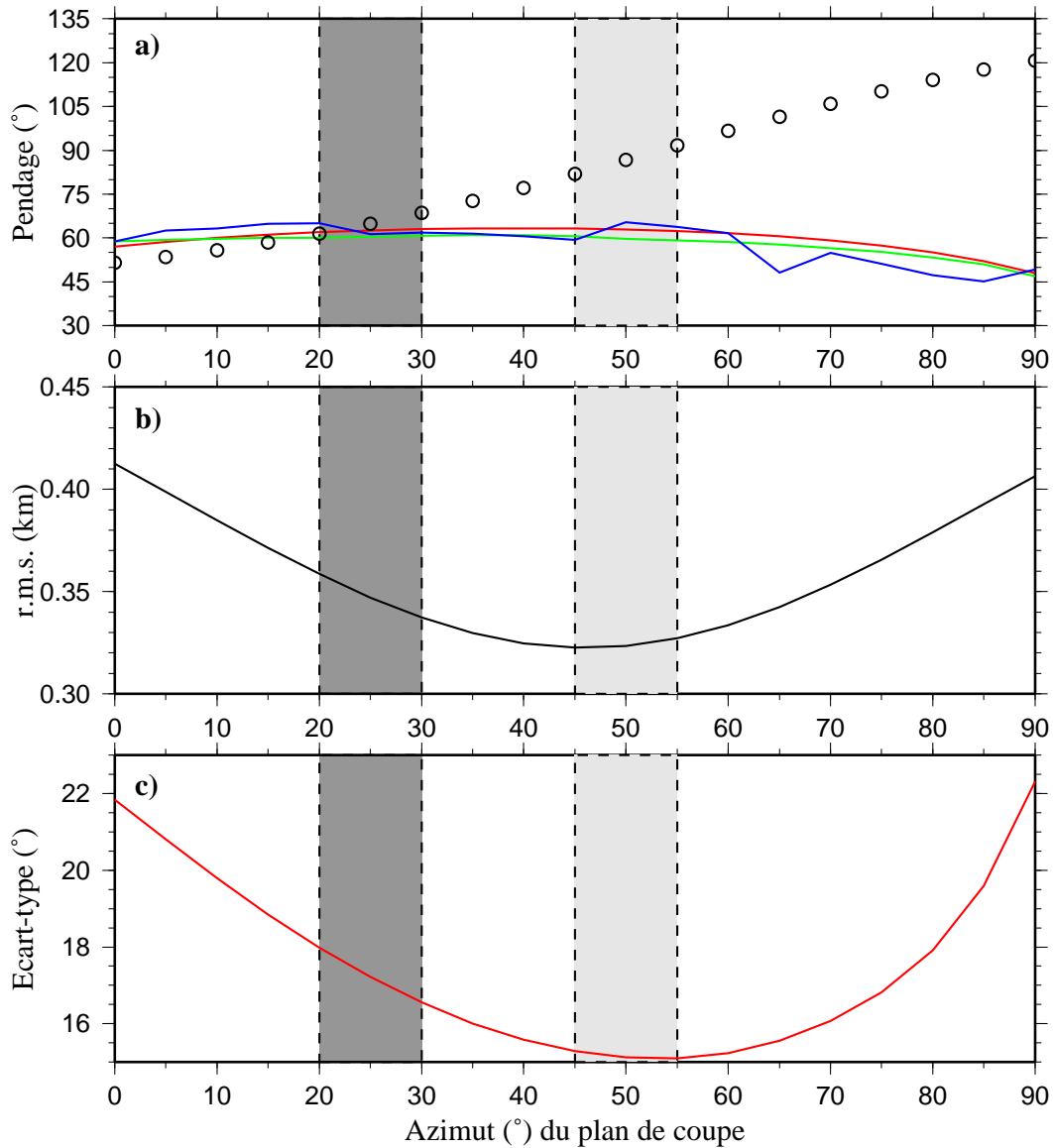


FIG. 3.15 – a) Valeurs des pendages obtenus pour différents azimuts de plan de coupe compris entre $N0$ et $N90$. Les cercles vides noirs représentent les valeurs déduites d'une inversion aux moindres carrés à partir de la répartition spatiale de l'essai. Les lignes rouge, verte et bleue correspondent respectivement à la moyenne, la médiane et le mode de la distribution des pendages de l'intersection des plans nodaux avec le plan de coupe. b) r.m.s. associé à la détermination du pendage du plan portant l'essai de répliques. c) Valeur de l'écart-type du pendage de l'intersection des plans nodaux avec le plan de coupe. Sur les trois figures, la zone représentée en gris clair correspond à l'intervalle d'azimut de plan de coupe compris entre les minima observés sur les figures b et c. Dans cet intervalle, l'écart entre les valeurs de pendage obtenues à partir de la distribution des répliques d'une part et des plans nodaux d'autre part est supérieure à 20° , c'est pourquoi nous considérons qu'un plan de coupe orienté $\sim N25$ (zone représentée en gris foncé), correspondant à un plan de faille orienté $\sim N115$ constitue un compromis entre les deux sources d'information, avec une différence de pendage inférieure à 10° .

Azimut du plan de coupe (°)	Essaim		Plans nodaux				Différence Essaim(°)-Plans nodaux (°) (°)
	Pendage (°)	r.m.s (km)	Moyenne (°)	Médiane (°)	Mode (°)	Écart-type (°)	
0	51 ⁺⁶ ₋₅	0,412	56,9	58,7	58,9	21,8	6
5	53 ⁺⁶ ₋₅	0,399	58,6	59,4	62,5	20,8	7
10	56 ⁺⁵ ₋₆	0,385	60,0	59,8	63,3	19,8	4
15	58 ⁺⁶ ₋₅	0,371	61,0	60,0	64,8	18,9	3
20	61 ⁺⁷ ₋₅	0,359	62,0	60,0	65,0	18,0	1
25	65 ⁺⁶ ₋₆	0,347	62,6	60,4	61,3	17,2	2
30	69 ⁺⁶ ₋₆	0,337	63,0	60,8	61,9	16,6	6
35	73 ⁺⁶ ₋₆	0,330	63,3	61,0	61,5	16,0	10
40	77 ⁺⁶ ₋₆	0,325	63,3	61,0	60,5	15,6	14
45	82 ⁺⁷ ₋₇	0,322	63,2	60,6	59,3	15,3	19
50	87 ⁺⁷ ₋₇	0,323	62,9	59,7	65,4	15,1	24
55	92 ⁺⁷ ₋₇	0,327	62,3	59,2	63,7	15,1	30
60	97 ⁺⁶ ₋₇	0,334	61,6	58,6	61,7	15,2	35
65	101 ⁺⁷ ₋₇	0,342	60,5	57,7	48,0	15,6	40
70	106 ⁺⁷ ₋₇	0,353	59,1	56,6	54,9	16,1	46
75	110 ⁺⁷ ₋₇	0,366	57,3	55,2	51,2	16,8	53
80	114 ⁺⁶ ₋₇	0,379	55,0	53,3	47,3	17,9	59
85	118 ⁺⁶ ₋₇	0,393	52,0	50,9	45,1	19,6	66
90	121 ⁺⁶ ₋₇	0,406	48,0	46,8	49,2	22,3	73

TAB. 3.6 – Valeurs de pendage obtenues en fonction de l’azimut du plan de coupe, à partir de l’organisation spatiale de l’essaim et à partir des plans nodaux des mécanismes au foyer. Le pendage de l’essaim est déduit du coefficient directeur de la droite obtenue par régression linéaire. Les angles inférieurs à 90° indiquent un pendage vers le Sud-Ouest, et vers le Nord-Est dans le cas contraire. Le r.m.s. est ici une mesure de l’écart entre les positions des répliques sur ce plan et la droite de régression. Les valeurs de la moyenne, de la médiane, du mode, ainsi que de l’écart-type de la distribution des valeurs du pendage de l’intersection des plans nodaux et du plan de coupe sont également reportées, ainsi que la valeur absolue de la différence entre le pendage de l’essaim et celui indiqué par les plans nodaux pour chaque valeur d’azimut du plan de coupe.

Le plan impliqué est orienté N115. Son pendage est de 60° vers le Sud-Ouest. L'intersection de ce plan avec la surface est située à 6 kilomètres environ en direction du Nord-Est et coïncide avec la branche nord du Cisaillement Sud-Armoricain. La région hypocentrale étant située à l'aplomb de sa branche sud, la rupture a pu avoir lieu à la jonction entre ces deux accidents, immédiatement au-dessus de la transition fragile-ductile (figure 3.16). Enfin, on peut considérer en première approximation que la région circulaire d'un kilomètre de rayon occupée par l'essai principal (figure 3.13) constitue une limite supérieure de la surface de faille impliquée lors du choc principal.

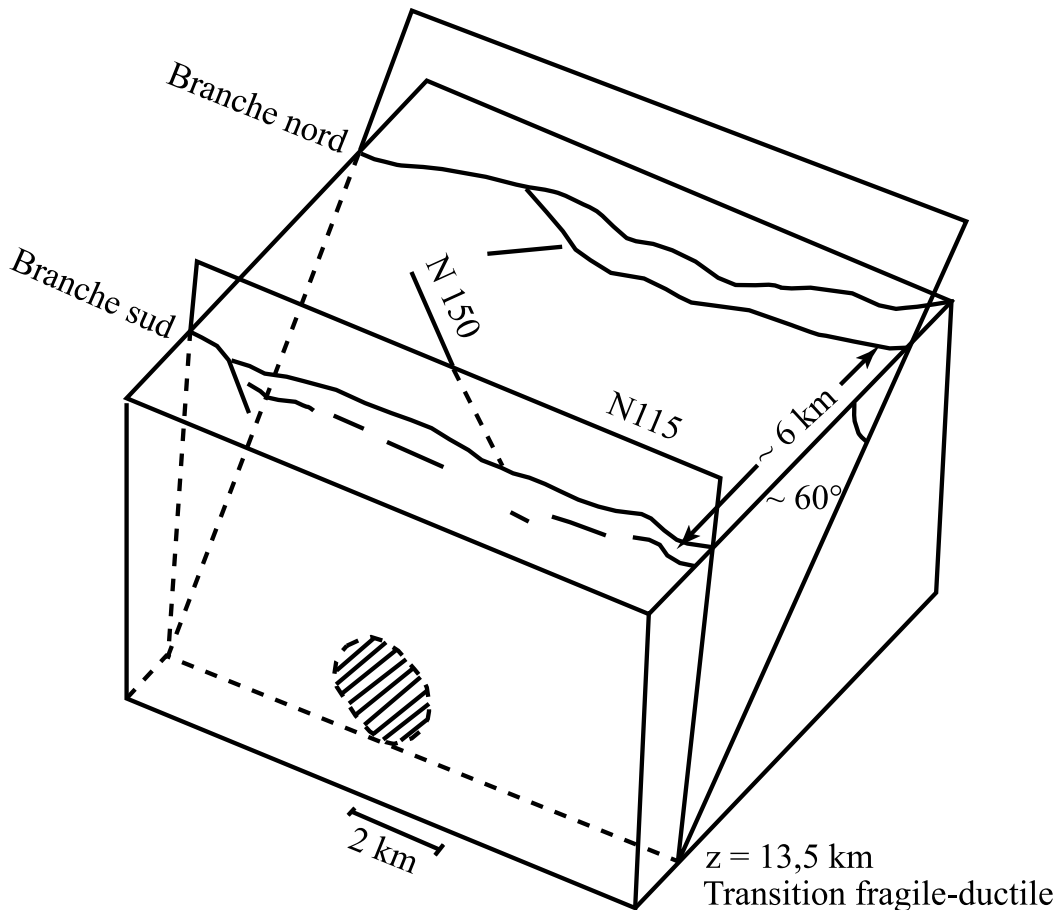


FIG. 3.16 – Bloc-diagramme schématique interprétatif de la zone de rupture. La zone hachurée correspond à la surface où se produisent les répliques. Selon l'interprétation proposée, le séisme s'est produit à 12,5 km de profondeur, au-dessus de la transition fragile-ductile et à la jonction des branches nord et sud du Cisaillement Sud-Armoricain.

3.4 Évaluation du processus de rupture du choc principal

La détermination indépendante de la fréquence-coïn des ondes S ($f_c^s = 2,3$ Hz), du moment sismique ($M_0 = 2,9 \cdot 10^{15}$ N.m) et de la surface occupée par les répliques (figure 3.13) permet une description complète du processus de rupture mis en jeu lors du séisme du 30 septembre 2002. Dans la suite, une vitesse de rupture "classique" v de 3 km/s sera considérée. Les valeurs de V_P (6,05 km/s) et du rapport V_P/V_S (1,68) déterminées précédemment permettent d'autre part de déduire une valeur de V_S de 3,6 km/s, donc un rapport v/V_S de 0,83. Celles-ci seront également utilisées dans les calculs qui suivent.

3.4.1 Rayon de la source

Le modèle statique de dislocation proposé par Brune (1970) consiste en une surface de faille circulaire, de rayon r , sur laquelle la contrainte nécessaire à accélérer les deux côtés de la faille est appliquée instantanément : ce modèle néglige ainsi tout effet de propagation de la rupture. Selon ce modèle, la valeur de r peut être estimée à partir de la valeur de f_c^s d'après la relation (Brune (1970); Savage (1972)) :

$$\omega_c^2 = 17,2 \cdot \frac{V_S^2}{A} \cdot \frac{1,6 - 0,6\epsilon}{\epsilon} \quad (3.2)$$

où $\omega_c = 2\pi f_c^s$, $A = \pi r^2$ et ϵ est la fraction de contrainte libérée lors du séisme, autrement dit la contrainte en excès par rapport à la contrainte de friction dynamique. En supposant une chute de contrainte totale, i.e. $\epsilon = 1$, on obtient un rayon de la zone de rupture égal à 583 mètres.

Madariaga (1976) a d'autre part proposé un modèle dynamique de rupture pour une dislocation circulaire. La spécification de la chute de contrainte dynamique, depuis la contrainte initiale jusqu'à la contrainte de friction, constitue la différence fondamentale de ce modèle par rapport au modèle statique. Dans le cas d'une rupture se propageant à vitesse constante, celui-ci prévoit la relation suivante entre fréquence coïn et rayon de la zone de rupture :

$$f_c^s = 0,21 \cdot \frac{V_S}{r} \quad (3.3)$$

Le rayon obtenu est de 328 mètres.

Le modèle quasi-statique de Sato et Hirasawa (1973) consiste en une dislocation circulaire se propageant radialement et à vitesse constante depuis son centre jusqu'à la distance r . Dans ce cas, les auteurs montrent que la valeur de r s'exprime suivant la relation :

$$r = \frac{C_S \cdot V_S}{2\pi \langle f_c^s \rangle} \quad (3.4)$$

où C_S est une fonction implicite de la vitesse de rupture, de l'ordre de 1,90 dans notre cas (tableau 3.7) et $\langle f_c^s \rangle$ est la valeur moyenne de la fréquence coïn des ondes S. La valeur de fréquence coïn

déterminée à partir du spectre médian des ondes S, supposée proche de $\langle f_c^s \rangle$, conduit à un rayon de la zone de rupture de 473 mètres.

v/V_S	C_S
0,5	1,57
0,6	1,70
0,7	1,81
0,8	1,90
0,9	1,99

TAB. 3.7 – Valeurs numériques du coefficient C_S obtenues par Sato et Hirasawa (1973) pour différentes valeurs de rapport v/V_S .

Dans l'hypothèse d'une surface de faille circulaire, les différents modèles envisagés en prévoient donc un rayon compris entre 328 mètres (solution du modèle dynamique de Madariaga (1976)) et 583 mètres (modèle statique de Brune (1970)), avec une valeur intermédiaire de 473 mètres prédite par le modèle quasi-statique de Sato et Hirasawa (1973).

3.4.2 Rapport énergie sur moment

À partir d'un modèle de Brune (1970), Vassiliou et Kanamori (1982) et Kikuchi et Fukao (1988) ont montré que le rapport entre l'énergie des ondes sismiques E_S et le moment sismique M_0 pouvait s'exprimer :

$$E_S/M_0 = 2K\pi^3 M_0 f_c^3 \quad (3.5)$$

où :

$$K = \frac{1}{15\pi\rho V_P^5} + \frac{1}{10\pi\rho V_S^5} \quad (3.6)$$

avec ρ la masse volumique du milieu de propagation des ondes.

Pour les vitesses définies précédemment et une valeur de ρ de 2800kg.m^{-3} , l'application des équations 3.5 et 3.6 donne un rapport E_S/M_0 de $4,32.10^{-5}$, compatible avec la gamme de valeurs attendue d'après la relation énergie-magnitude de Gutenberg et Richter (1956) : en supposant une chute de contrainte complète et pour une dislocation sans friction, Kanamori (1977) évalue ce rapport à 5.10^{-5} . À partir de l'étude de 35 séismes de magnitude supérieure ou égale à 6,7, Kikuchi et Fukao (1988) obtiennent quant à eux un rapport moyen de 5.10^{-6} . Cette faible valeur est attribuée à une perte d'énergie par friction non négligeable par rapport à l'énergie des ondes sismiques. La valeur déterminée pour le séisme de Lorient apparaît donc relativement élevée, ce qui suggère que peu d'énergie a été libérée par friction.

3.4.3 Chute de contrainte

Dans l'hypothèse d'une chute de contrainte uniforme $\Delta\sigma_0$ au cours de la rupture et en supposant une vitesse de rupture proche de la vitesse des ondes S, le rapport E_S/M_0 est relié à $\Delta\sigma_0$ par la relation :

$$\Delta\sigma_0 = 2\mu \cdot \frac{E_S}{M_0} \quad (3.7)$$

où μ est la rigidité ($\mu = \rho V_S^2 = 3,62 \cdot 10^{10}$ Pa)

La valeur de $\Delta\sigma_0 = 31$ bars constitue une estimation de la valeur minimale de la chute de contrainte moyenne $\overline{\Delta\sigma}$ telle que (Kikuchi et Fukao (1988)) :

$$\overline{\Delta\sigma} = \frac{2\mu}{\eta} \cdot \frac{E_S}{M_0} \quad (3.8)$$

où η est l'efficacité sismique, fonction du rapport v/V_S . Pour une valeur de v/V_S de 0,8, Sato et Hirasawa (1973) obtiennent $\eta \sim 0,76$. On en déduit d'après l'équation 3.8 que $\overline{\Delta\sigma}$ est égal à 41 bars. La valeur de la chute de contrainte peut être calculée pour le modèle statique de Brune $\Delta\sigma_B$ à partir de la formule :

$$\Delta\sigma_{Brune} = \frac{M_0}{r^3} \cdot \frac{7}{16} \quad (3.9)$$

Avec un rayon de 583 mètres, on obtient une chute de contrainte $\Delta\sigma_{Brune}$ de 64 bars. La valeur de $\overline{\Delta\sigma}$ de 41 bars se trouve donc intermédiaire entre $\Delta\sigma_0$, estimée à 31 bars et $\Delta\sigma_{Brune}$, qui constitue la limite supérieure de chute de contrainte attendue pour le séisme du 30 septembre 2002. Le rayon obtenu pour ce modèle permet d'estimer la valeur du déplacement cosismique moyen $\overline{\Delta u}$ d'après la formule de Aki (1967) :

$$\overline{\Delta u} = \frac{M_0}{\mu\pi r^2} \sim 6\text{cm} \quad (3.10)$$

La grande quantité d'énergie contenue dans les ondes sismiques ($E_S/M_0 = 4,32 \cdot 10^{-5}$) suggère que le relâchement des contraintes a été complet, et que peu d'énergie a été libérée par friction. Le rayon de 473 mètres calculé d'après l'équation 3.4 est compatible avec le rayon de la zone dépourvue de répliques (figure 3.13) que nous interprétons donc comme la surface de faille impliquée lors du choc principal. Une dislocation circulaire d'1 kilomètre de rayon aurait résulté en une fréquence coin deux fois moindre : la totalité de l'espace occupé par l'essai principal ne peut donc représenter cette surface de faille. Les répliques apparaissent ainsi localisées à la périphérie de la zone de rupture et témoignent de la dissipation progressive des contraintes induites par le choc principal dans un rayon d'1 km.

3.5 Conclusions

Le réseau de douze stations sismologiques temporaires SISBREIZH, déployé dans la région épacentrale du séisme de Lorient (30 septembre 2002, $M_W = 4,3$) quelques dizaines d'heures

après le choc principal, a permis d'identifier 84 répliques, parmi lesquelles 38 ont pu être localisées avec une précision de l'ordre du kilomètre. Cette étude s'est plus particulièrement portée sur les 32 événements localisés à l'intérieur du réseau. Les magnitudes déterminées s'échelonnent entre 0,4 et 1,9 et environ 50% d'entre elles sont inférieures à 1,0.

Les 32 répliques étudiées décrivent un essaim de 2,5 km de long sur 1 km de large orienté N135. Celui-ci est localisé au niveau de la commune de Languidic, au Nord-Est de Lorient, immédiatement au Nord de la branche sud du cisaillement Sud-Armoricain. Les coupes réalisées en profondeur montrent que cet essaim est distribué entre 11,5 et 13,5 km de profondeur. Il est d'autre part divisé en deux sous-essaims, le premier étant situé au Sud-Est à 13 km de profondeur ; le second, plus superficiel, est localisé au Nord-Ouest à une profondeur de 12 km. Ils sont séparés par une zone dépourvue de répliques située à 12,5 km de profondeur dont le rayon avoisine les 500 mètres, et couvrent pour leur part une surface délimitée par un cercle d'1 km de rayon.

La relative cohérence des mécanismes au foyer vis-à-vis de l'agencement hypocentral des répliques a permis une description précise de la localisation et de la géométrie de la zone de rupture associée au choc principal. Selon notre interprétation, celui-ci a mis en jeu un plan orienté N115, à pendage de 60° dirigé vers le Sud-Ouest. L'hypocentre du séisme est supposé coïncider avec la zone dépourvue de répliques comprise entre les deux sous-essaims, sa profondeur pouvant alors être évaluée à 12,5 km. D'après le scénario retenu, la rupture a affecté une surface circulaire de 500 mètres de rayon. Une telle géométrie est compatible avec les paramètres de la source, déterminés indépendamment. Les répliques apparaissent ainsi localisées à la périphérie de la zone de rupture et témoignent de la libération des contraintes induites par le choc principal dans un rayon d'1 km. La rupture s'est propagée vers le haut en direction du Nord-Ouest et vers le bas en direction du Sud-Est. La chute de contrainte associée est de 40 bars environ et le déplacement cosismique de 6 cm.

De plus, l'orientation et le pendage du plan de faille identifié, ainsi que la profondeur de la source, invitent à penser que ce séisme s'est produit sur la branche nord du Cisaillement Sud-Armoricain, et que celle-ci est probablement connectée en profondeur à sa branche sud. Cette hypothèse rejoint les résultats obtenus à partir du profil sismique en écoute longue réalisé plus à l'Est, dans le domaine de la nappe de Champtoceaux, dans le cadre du programme GéoFrance 3D (Bitri *et al.* (2003)). Ce profil orienté Nord-Sud met en évidence une structure chevauchante à vergence nord dont la mise en place est contemporaine de la collision hercynienne. L'ensemble montre une géométrie listrique et s'enracine à la base de la croûte. La branche sud du Cisaillement Sud-Armoricain y apparaît verticale. Elle est intersectée par la faille de Nort-sur-Erdre à une profondeur de 20 km. La connexion supposée entre les branches nord et sud du Cisaillement Sud-Armoricain dans la région de Lorient, ainsi que leur continuité en surface sur plusieurs centaines de kilomètres, laisse supposer que la structure mise en évidence en sismique est décelable à l'échelle régionale, au moins depuis les Landes de Lanvaux jusqu'à la nappe de Champtoceaux (figure 3.17).

Ces conclusions soulignent l'importance de l'héritage structural dans l'activité sismique du Massif Armoricaïn, puisqu'en l'occurrence la structure réactivée serait d'âge paléozoïque. Cependant, il faut souligner que la région concernée ne présente aucun indice de déformation récente en surface, ce qui suggère que seules les parties profondes des accidents préexistants sont réactivées dans le champ de contraintes actuel et que les faibles magnitudes observées ne permettent pas une propagation de la rupture jusqu'en surface.

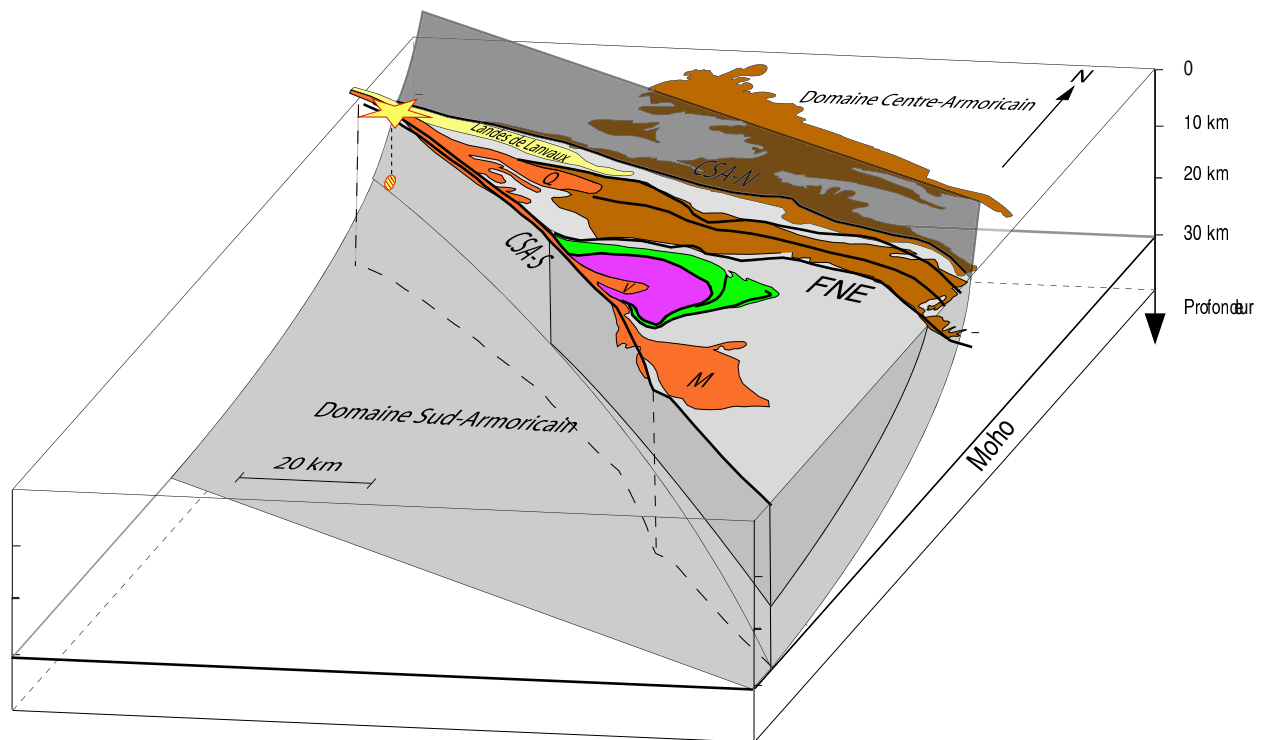


FIG. 3.17 – Bloc-diagramme schématique interprétatif du Cisaillement Sud-Armoricaïn. La localisation des granites syncinématiques de Questembert, de Vigneux et de Lanvaux est indiquée. La connexion entre les branches nord et sud du Cisaillement Sud-Armoricaïn (CSA-N et CSA-S, respectivement) dans la région de Lorient, déduite de la géométrie de la zone de rupture du séisme du 30 septembre 2002 est interprétée comme l'expression locale d'une structure chevauchante d'échelle régionale mise en évidence à partir d'un profil de sismique en écoute longue dans la région de la nappe de Champtoceaux. Il apparaît donc que le choc principal a pu réactiver un accident hercynien majeur, à la transition fragile-ductile.

Le champ de contraintes déduit de l'inversion des mécanismes au foyer indique un régime décrochant à transtensif, avec une contrainte principale maximale σ_1 orientée NW-SE et une contrainte principale minimale σ_3 orientée NE-SW. Comparé au tenseur de contraintes obtenu par Delouis *et al.* (1993), les contraintes maximale et intermédiaire sont inversées. Dans cette région, ces dernières semblent équivalentes et facilement interchangeable, et l'on se situe donc à la limite entre un champ purement décrochant et un champ extensif. Un tel champ de contraintes est enfin

compatible avec les mécanismes au foyer obtenus par Nicolas *et al.* (1990) pour le Nord-Ouest de la France ou encore par Amorèse *et al.* (2000) pour la Normandie.

Les résultats obtenus au cours de la campagne SISBREIZH soulignent l'importance d'une intervention rapide après un événement de magnitude moyenne dans une région de sismicité modérée. Les données acquises ont permis (1) de localiser la zone de rupture, (2) d'identifier l'orientation et le pendage du plan de faille impliqué, (3) de proposer un scénario de propagation de la rupture cohérent vis-à-vis de la magnitude du séisme et de la géométrie de la surface de faille déduite de la distribution spatiale des répliques, (4) de suggérer la réactivation à 12,5 km de profondeur d'un accident hercynien majeur connu en surface, dont la géométrie listrique à pendage dirigé vers le Sud avait auparavant été mise en évidence plus à l'Est, dans la région de Champtoceaux, (5) d'évaluer un domaine possible de chute de contrainte pour ce séisme et enfin (6) de réaliser un bilan de l'énergie des ondes sismiques qui suggère une faible dissipation par friction, peut-être caractéristique des séismes intraplaques de magnitude modérée. Ces résultats demandent bien sûr à être confirmés.

Enfin, les valeurs d'incertitude associées à la localisation des répliques sont de l'ordre du kilomètre. Ceci a permis pour la première fois de déterminer précisément la localisation hypocentrale d'un séisme survenu dans le Massif Armoricain. Le BCSF en fournit une localisation tout à fait acceptable (voir figure 3.2) mais avec une profondeur fixée à 10 km. Plus généralement, la confrontation des résultats obtenus dans cette étude aux localisations préliminaires produites par les organismes de surveillance sismique met en évidence le manque de précision inhérent aux localisations issues des bulletins et souligne la nécessité de relocaliser les événements, après avoir si possible procédé à un pointé indépendant des temps d'arrivée sur les sismogrammes disponibles et déterminé un modèle de vitesse adapté à la région d'étude. Dans le chapitre suivant est présentée une méthode d'inversion qui sera utilisée pour accéder au modèle de vitesse de différentes régions du Massif Armoricain et relocaliser les séismes reportés dans les catalogues. La qualité du traitement des données effectué et la pertinence du modèle de vitesse issu de l'inversion des temps d'arrivée pourront plus spécifiquement être évaluées dans la région de Lorient, en comparant les résultats obtenus après relocalisation du séisme du 30 septembre 2002 avec sa position déduite de l'analyse de ses répliques.

Chapitre 4

Détermination jointe d'un modèle de vitesse et des localisations hypocentrales

4.1 Introduction

4.1.1 Formulation du problème

L'un des objectifs de ce travail est de localiser des séismes dans une région où la structure de vitesse — crustale aussi bien que mantellique — est mal connue, et ce à partir des temps d'arrivée des ondes P_g , S_g , P_n et S_n enregistrées à différentes stations sismologiques dont les coordonnées sont supposées connues. Dans une formulation complète du problème, la prise en compte de l'ensemble des inconnues conduit à la détermination des paramètres suivants :

1. les paramètres de la localisation : longitude, latitude, profondeur et heure d'origine des séismes à localiser.
2. les paramètres du modèle de vitesse : pour un modèle 1D, multicouche, ceux-ci peuvent être le nombre de couches et leurs épaisseurs respectives, et pour chacune d'elles la vitesse des ondes P ainsi que celle des ondes S .

Moyennant la connaissance des équations de propagation de ces ondes et à partir d'une configuration quelconque de ces paramètres (localisation + modèle de vitesse), le calcul du problème direct consiste à évaluer, pour chaque séisme, les temps de trajet théoriques entre la source et les stations, donc les temps d'arrivée théoriques. La résolution du problème inverse consiste quant à elle à déterminer quelle est la configuration la plus probable des paramètres du modèle compte tenu des temps d'arrivée observés. Si le modèle de vitesse de la région d'étude a préalablement été déterminé, par exemple à partir de profils sismiques, l'inversion peut alors ne porter que sur les paramètres hypocentaux, ce que permettent les codes de localisation classiques (comme Hypoinverse ou Hypocenter). Certains algorithmes, par la détermination conjointe de la localisation des séismes et des résidus systématiques aux stations (p.e. Douglas (1967), Pavlis et Booker (1983)) permettent

de plus la prise en compte de l'inexactitude du modèle et des éventuelles variations latérales de vitesse, conduisant ainsi à une amélioration des localisations (p.e. Dewey (1972)). Lorsqu'en revanche le modèle de vitesse n'est pas connu avec une bonne précision, il peut s'avérer plus judicieux de déterminer simultanément les paramètres hypocentaux et les paramètres du modèle de vitesse (p.e. Crosson (1976), Kissling *et al.* (1994)).

4.1.2 Aperçu de la stratégie adoptée

Dans le chapitre précédent, le modèle de vitesse utilisé pour localiser les répliques du séisme de Lorient du 30 septembre 2002 a été obtenu par exploration systématique des valeurs de vitesse dans un espace semi-infini et à vitesse constante. Le modèle de vitesse pour lequel la localisation produite par Hypocenter a abouti à une valeur de *r.m.s.* minimale a été retenu, et c'est à partir de ce modèle que la localisation des répliques a finalement été effectuée. Dans le cas d'un modèle multicouche, une exploration systématique peut s'avérer extrêmement coûteuse en temps de calcul, et pratiquement impossible dans la plupart des cas. Une méthode alternative doit donc être mise en œuvre.

La démarche adoptée dans la suite de ce travail a ainsi consisté à déterminer les différents modèles de vitesse qui seront par la suite utilisés pour les relocalisations au moyen d'une procédure d'inversion non linéaire. Il s'agit d'une inversion de Monte Carlo utilisant les propriétés des chaînes de Markov, à partir de laquelle les paramètres du modèle, en l'occurrence les valeurs de vitesse en fonction de la profondeur, sont déduites par échantillonnage de la distribution de probabilité *a posteriori* de l'espace des modèles, au moyen d'un algorithme de type Metropolis-Hastings (Metropolis *et al.* (1953); Hastings (1970)). Cette distribution résulte de la combinaison d'un état d'information *a priori* (i.e. indépendant des données) avec celui contenu dans les données, en l'occurrence les temps d'arrivée d'onde *P* et *S* disponibles pour les séismes d'une région donnée.

La méthode sera d'abord présentée d'un point de vue théorique, puis appliquée d'une part aux temps d'arrivée disponibles dans les catalogues du BCSF, d'autre part aux temps d'arrivée pointés visuellement au cours de ce travail, pour les séismes de la région de Lorient recensés dans le bulletin du BCSF entre 1980 et 2004. Les relocalisations produites seront alors comparées aux localisations fournies dans le bulletin et la localisation précise du séisme du 30 septembre 2002, déterminée à partir de ses répliques, sera utilisée pour éprouver la qualité des résultats obtenus.

4.2 Approche probabiliste des problèmes inverses

On considère généralement qu'un système physique quelconque peut être décrit par un jeu fini de paramètres $\vec{p} = (p_1, p_2, \dots, p_m)$. Ceux-ci permettent de prédire la valeur des données observables représentées par le vecteur $\vec{d} = (d_1, d_2, \dots, d_N)$ à partir d'une relation fonctionnelle

théorique correspondant au problème direct :

$$\vec{d} = \vec{A}(\vec{p}) \quad (4.1)$$

Alors que dans le cas du problème direct, les inconnues sont les observables, la résolution du problème inverse consiste à évaluer la valeur des paramètres du modèle à partir des quantités observées \vec{d} telles que :

$$\vec{d} = \vec{A}(\vec{p}) + \vec{n} \quad (4.2)$$

où \vec{n} représente le bruit associé aux données. La nature du bruit est diverse et ses sources multiples. Il rend compte de l'imprécision des mesures aussi bien que d'une formulation simplifiée du problème direct.

4.2.1 Choix de la méthode de résolution

Le choix de la méthode de résolution du problème inverse dépend de la nature de l'opérateur \vec{A} ainsi que du bruit \vec{n} . Si \vec{A} est un opérateur linéaire, que d'autre part $\vec{n} = \vec{0}$ ou peut être assimilé à une variable aléatoire de distribution gaussienne, le problème inverse peut être résolu à partir de la théorie des moindres carrés (voir p.e. Tarantola et Valette (1982a)). Si, en revanche, \vec{A} est un opérateur non linéaire et que le bruit est une variable aléatoire de distribution de probabilité quelconque, les méthodes algébriques classiques ne s'appliquent plus. Une méthode couramment adoptée consiste à résoudre le problème de manière itérative par linéarisations successives en remplaçant l'équation non linéaire $\vec{d} = \vec{A}(\vec{p})$ par son développement de Taylor au premier ordre. Cependant, la solution obtenue peut s'avérer fautive si le problème n'est pas "suffisamment surdéterminé" (Tarantola et Valette (1982a)). Lorsque cela est possible, une inversion non linéaire du problème doit donc être préférée à sa linéarisation.

L'approche non linéaire présentée dans la suite de ce chapitre repose sur la notion de combinaison d'états d'information (Tarantola et Valette (1982b)). Elle consiste en effet à combiner un état de connaissance préalable (\mathcal{I}) — lequel peut rassembler des résultats antérieurs aussi bien que des hypothèses sur la physique du problème — avec l'information contenue dans les données. L'inversion peut dès lors être considérée comme une amélioration du degré de connaissance du système. Par application du théorème de Bayes, cette combinaison d'informations conduit à exprimer la solution du problème inverse sous forme d'une distribution de probabilité *a posteriori* sur l'espace des configurations des paramètres \mathcal{M} plutôt que sous forme d'une valeur unique. Ainsi ce type de méthode permet-il notamment de rendre compte de l'éventuelle non-unicité de la solution.

4.2.2 Le théorème de Bayes

La résolution du problème inverse à partir du formalisme bayésien consiste à évaluer la probabilité (appelée probabilité *a posteriori*) $P(\vec{p} | \vec{d}, \mathcal{I})$ que les paramètres se trouvent dans une configuration \vec{p} si les données sont dans la configuration \vec{d} et compte tenu de l'information \mathcal{I} connue *a priori*. Selon le théorème de Bayes, cette probabilité s'écrit (p.e. Khan *et al.* (2005)) :

$$P(\vec{p} | \vec{d}, \mathcal{I}) = \frac{P(\vec{d} | \vec{p}, \mathcal{I})P(\vec{p} | \mathcal{I})}{\sum_{\vec{p} \in \mathcal{M}} P(\vec{d} | \vec{p}, \mathcal{I})P(\vec{p} | \mathcal{I})} \quad (4.3)$$

La somme du dénominateur porte sur l'ensemble des configurations \vec{p} de \mathcal{M} et joue le rôle de constante de normalisation assurant que l'intégrale de $P(\vec{p} | \vec{d}, \mathcal{I})$ est bien égale à 1. Deux probabilités conditionnelles interviennent d'autre part au numérateur. On remarque tout d'abord que $P(\vec{p} | \mathcal{I})$ désigne la probabilité associée à la configuration de paramètres \vec{p} étant donné \mathcal{I} . Cette probabilité, complètement indépendante des données, n'est autre que la probabilité *a priori* et sera notée $\rho(\vec{p})$. D'autre part, la probabilité $P(\vec{d} | \vec{p}, \mathcal{I})$ d'observer les données \vec{d} si les paramètres sont dans la configuration \vec{p} et compte tenu des informations contenues dans \mathcal{I} est appelée la fonction de vraisemblance (ou "likelihood" en anglais) qui sera dorénavant notée $\mathcal{L}(\vec{p})$. Celle-ci s'exprime à partir de la fonction coût (ou "misfit") $S(\vec{d}, \vec{A}(\vec{p}))$ qui est une mesure de l'écart entre les données observées et les données synthétiques calculées $\vec{A}(\vec{p})$:

$$P(\vec{d} | \vec{p}, \mathcal{I}) \propto \exp(-S(\vec{d}, \vec{A}(\vec{p}))) \quad (4.4)$$

soit :

$$\mathcal{L}(\vec{p}) = k. \exp(-S(\vec{d}, \vec{A}(\vec{p}))) \quad (4.5)$$

où k est une constante de normalisation, dont la valeur n'a aucune d'importance puisque par la suite, ce seront les rapports des fonctions de vraisemblance associées aux différents modèles qui seront évalués.

Plus l'écart entre données observées \vec{d} et données calculées $\vec{A}(\vec{p})$ sera faible, plus importante sera la vraisemblance et plus élevée sera la probabilité $P(\vec{d} | \vec{p}, \mathcal{I})$. On voit dès lors que la résolution du problème inverse à partir du formalisme bayésien ne nécessite que le calcul du problème direct et celui de la fonction coût. Il n'implique donc pas de processus potentiellement instables tels que les inversions de matrices. La valeur du misfit $S(\vec{d}, \vec{A}(\vec{p}))$ dépend de la distribution de probabilité des données et donc de leur incertitude expérimentale. Cette fonction coût est généralement estimée à partir d'une norme L_l telle que (p.e. Billings (1994)) :

$$S(\vec{d}, \vec{A}(\vec{p})) = \sum_{i=0}^N \frac{|d_i - A_i(\vec{p})|^l}{l\sigma_i^p} \quad (4.6)$$

où d_i et A_i représentent respectivement la i -ème composante du vecteur des données observées \vec{d} et des données théoriques $\vec{A}(\vec{p})$, et σ_i l'incertitude associée à la i -ème mesure ou observation. Les

normes les plus couramment utilisées pour estimer l'écart entre les valeurs observées et calculées lors de procédures d'inversion sont les normes L_1 et L_2 . L'utilisation de la norme L_1 revient à considérer que l'incertitude estimée suit une distribution de Laplace, la norme L_2 correspondant quant à elle à une distribution gaussienne (p.e. Mosegaard et Tarantola (1995)).

4.2.3 Probabilités marginales

L'utilisation de la formule de Bayes permet d'évaluer la probabilité *a posteriori* d'une configuration donnée de paramètres. Si ces configurations sont en nombre raisonnable, une exploration systématique — exhaustive — de l'espace des modèles, permettra d'assigner une probabilité à chacune d'elle. Si l'on souhaite examiner les valeurs que peut prendre un paramètre précis, une quantité très intéressante est la probabilité marginale $P(p_i = x \mid \vec{d})$ obtenue en sommant toutes les probabilités des configurations \vec{p} dont le i -ème paramètre prend la valeur x . Explicitement,

$$P(p_i = x \mid \vec{d}) = \frac{\sum_{\{p_j \neq p_i\} \in \mathcal{M}} P(\vec{d} \mid p_1, \dots, p_i = x, p_j, \dots, p_m, \mathcal{I}) P(p_1, \dots, p_i = x, p_j, \dots, p_m, \mathcal{I})}{\sum_{\vec{p} \in \mathcal{M}} P(\vec{d} \mid \vec{p}, \mathcal{I}) P(\vec{p} \mid \mathcal{I})} \quad (4.7)$$

La distribution de probabilité relative à un paramètre donné peut ainsi être construite à partir de la probabilité marginale calculée pour chacune des valeurs qu'il peut prendre. On peut alors mettre en évidence le niveau de résolution par les données d'un paramètre considéré individuellement.

En pratique, étant donné que le nombre des configurations s'élève à $\prod_{i=1}^m |\mathcal{M}_i|$, où $|\mathcal{M}_i|$ correspond au nombre de valeurs que peut prendre le paramètre p_i , le calcul explicite des probabilités données par les équations 4.3 et 4.7 s'avère rapidement impossible dès lors qu'augmente le nombre de paramètres. Dans ce cas, les méthodes dites de Monte Carlo, qui consistent à échantillonner de manière aléatoire l'espace des modèles, sont utilisées afin d'estimer les valeurs de probabilité recherchées. Parmi celles-ci, les méthodes de Monte Carlo basées sur les simulations de chaînes de Markov (méthodes MCMC) ont été développées depuis plusieurs décennies. Un algorithme célèbre permettant de mettre en œuvre ce type de simulation est l'algorithme de Metropolis-Hastings (Metropolis *et al.* (1953), Hastings (1970)).

4.3 Inversions de Monte Carlo par chaînes de Markov (MCMC)

4.3.1 Principe

Le principe de ces méthodes consiste à échantillonner l'espace des configurations des paramètres (l'espace des modèles \mathcal{M}) selon la probabilité $P(\vec{p} \mid \vec{d}, \mathcal{I}) = \sigma(\vec{p})$ au cours d'une marche aléatoire réalisée sur cet espace. L'espace des modèles est supposé discret et fini. On supposera par la suite qu'à chaque configuration \vec{p} correspond un entier X , autrement dit un

numéro. À une configuration $\vec{p}^{(n)}$ peut ainsi être associé un entier X_n . L'espace des états X_n associé sera noté Ω . Un processus aléatoire au cours duquel sont successivement visités les états $(X_1, X_2, \dots, X_n, X_{n+1}, \dots)$ constitue une chaîne de Markov s'il satisfait la condition de Markov (p.e. Nicholls (1990)) :

$$P(X_{n+1} = j | X_n = i, X_{n-1} = x_{n-1}, \dots, X_1 = x_1) = P(X_{n+1} = j | X_n = i) \quad (4.8)$$

autrement dit si l'état visité au pas $n + 1$ ne dépend que de l'état au pas n .

4.3.2 Propriétés et définitions

Homogénéité

Une chaîne de Markov est déterminée par une distribution de probabilité initiale $P(X_1)$ et par une probabilité de transition $P(X_{n+1} = j | X_n = i)$. Si celle-ci ne dépend pas de n , c'est-à-dire si :

$$P(X_{n+m+1} = j | X_{n+m} = i) = P(X_{n+1} = j | X_n = i), \forall m \in \mathcal{Z} \quad (4.9)$$

la chaîne est dite homogène et la probabilité de transition associée est la matrice \mathbf{P} dont l'élément i, j représente la probabilité de passer de l'état i à l'état j :

$$P_{ij} = P(X_{n+1} = j | X_n = i) \quad (4.10)$$

et les probabilités de transition satisfont la condition de normalisation :

$$\sum_{j \in \Omega} P_{ij} = 1 \quad (4.11)$$

Distribution d'équilibre

Soit $\pi^{(n+1)}$ la distribution de probabilité associée au pas $n + 1$ de la chaîne, c'est-à-dire que $\pi_j^{(n+1)} = P(X_{n+1} = j), j \in \Omega$. D'après la définition de la matrice de transition :

$$\pi_j^{(n+1)T} = \pi_i^{(n)T} \mathbf{P} \quad (4.12)$$

S'il existe un état de la chaîne pour lequel la distribution de probabilité associée est égale à π tel que :

$$\pi^T = \pi^T \mathbf{P} \quad (4.13)$$

alors π est une distribution stationnaire de \mathbf{P} .

Par définition, si $\pi^{(n)} \rightarrow \pi$ quand $n \rightarrow \infty$ quel que soit $\pi^{(1)}$, alors π est la distribution d'équilibre de la chaîne.

Irréductibilité

Une chaîne de Markov est dite irréductible sous \mathbf{P} si, à partir de n'importe quel état i de l'espace Ω , il existe un chemin de probabilité non nulle de la matrice de transition permettant d'atteindre tout autre état j de cet espace — et réciproquement. Dans le cas contraire, la chaîne est dite réductible. En d'autres termes, la propriété d'irréductibilité implique que tous les états de l'espace Ω peuvent être visités, moyennant un nombre de pas suffisants.

Périodicité

Une chaîne de Markov est dite périodique s'il existe des régions de l'espace des états qu'elle visite périodiquement ; dans le cas contraire, elle est dite apériodique. Une condition suffisante pour qu'une chaîne soit apériodique est que les éléments diagonaux de sa matrice de transition soient non nuls (p.e. Saidi (2003)), i.e. :

$$P_{ii} > 0, \forall i \quad (4.14)$$

Réversibilité

La propriété de réversibilité d'une chaîne est moins intuitive qu'il n'y paraît. En effet, il ne suffit pas que la chaîne puisse être parcourue dans un sens ou dans l'autre. Il faut que la matrice de transition soit la même quel que soit le sens de parcours de la chaîne, de sorte que :

$$P(X_{n+1} = j | X_n = i) = P(X_n = j | X_{n+1} = i) \quad (4.15)$$

Une condition nécessaire et suffisante de réversibilité de la chaîne est la condition de balance détaillée (Nicholls (1990)), encore appelée réversibilité microscopique (Sambridge et Mosegaard (2002)) qui s'écrit :

$$\pi_i^T P_{ij} = \pi_j^T P_{ji}, \forall i, j \quad (4.16)$$

Le théorème d'ergodicité

L'utilisation des chaînes de Markov repose sur le théorème d'ergodicité qui peut s'énoncer comme suit : une chaîne de Markov homogène, apériodique et irréductible, est indépendante de sa configuration initiale et va converger vers une distribution stationnaire unique qui constitue sa distribution d'équilibre si et seulement si la condition de balance détaillée (équation 4.16) est vérifiée. Dès lors, il suffit pour échantillonner l'espace des configurations des paramètres de construire une chaîne de Markov dont l'état initial sera tiré au sort et dont la distribution de probabilité d'équilibre sera $P(\vec{p} | \vec{d})$.

4.3.3 L'algorithme de Metropolis-Hastings

Il existe plusieurs algorithmes permettant d'échantillonner l'espace des paramètres selon la densité de probabilité *a posteriori*. L'un des plus populaires est celui de Metropolis-Hastings (Metropolis *et al.* (1953), Hastings (1970)). C'est l'algorithme de base qui sera utilisé dans la suite de ce travail pour déduire la distribution de probabilité des paramètres du modèle de vitesse à partir des temps d'arrivée. Son principe est le suivant :

Soit $X_n = i$ la configuration des paramètres d'un état quelconque n de la chaîne. La configuration correspondant à l'état $n + 1$ est déterminée en trois étapes : un tirage au sort, suivi du calcul du problème direct et de la fonction coût associée, et enfin une étape d'acceptation/rejet.

Étape 1. Tirage au sort

Une configuration $X_{n+1} = j$ est tirée au sort selon la probabilité $\rho(j)$.

Cette étape peut s'effectuer de deux manières (Mosegaard et Tarantola (1995)) : soit en tirant au sort un modèle qui répond aux exigences imposées par notre connaissance *a priori*, sans que $\rho(j)$ n'ait besoin d'être calculée explicitement ; soit en effectuant un tirage au sort à partir d'une formulation explicite de $\rho(j)$.

Étape 2. Calcul du problème direct et évaluation de la fonction de vraisemblance

Une valeur théorique des données est calculée à partir du jeu de paramètres tiré au sort. La fonction coût peut alors être estimée d'après l'équation (4.6) et s'écrit :

$$S_{n+1}(j) = S_{n+1} = S(j) = S\left(\vec{d}, \vec{A}(X_{n+1} = j)\right) \quad (4.17)$$

La fonction de vraisemblance associée à l'étape $n + 1$ s'exprime à partir de l'équation (4.5) :

$$\mathcal{L}_{n+1}(j) = \mathcal{L}_{n+1} = \mathcal{L}(j) = k \cdot \exp(S_{n+1}(j)) \quad (4.18)$$

Étape 3. Étape d'acceptation

Ce nouveau modèle est accepté avec la probabilité $\alpha(j|i)$ telle que :

$$\alpha(j|i) = \min \left\{ 1, \frac{\mathcal{L}(j)\rho(i)}{\mathcal{L}(i)\rho(j)} \right\} \quad (4.19)$$

On peut noter que si les modèles sont tirés au sort dans l'espace des modèles suivant une distribution de probabilité uniforme, la même probabilité *a priori* sera associée à toute configuration. Dans ce cas, la condition d'acceptation s'écrit :

$$\alpha(j|i) = \min \left\{ 1, \frac{\mathcal{L}(j)}{\mathcal{L}(i)} \right\} \quad (4.20)$$

Autrement dit, la nouvelle configuration de paramètres est acceptée avec une probabilité 1 si la fonction de vraisemblance qui lui est associée est supérieure à celle de la configuration précédente, c'est-à-dire si cette nouvelle configuration permet d'améliorer le degré d'adéquation entre modèle et observations.

En revanche, si le nouveau modèle dégrade la fonction coût, donc résulte en une diminution de la valeur de la fonction de vraisemblance, ce modèle n'est pas nécessairement rejeté mais il n'est accepté qu'avec une probabilité égale au rapport des fonctions de vraisemblance : ainsi, plus la nouvelle configuration dégrade la fonction coût, moins il est probable qu'elle soit retenue. Accepter une configuration avec une probabilité $\alpha < 1$ permet d'éviter que la marche aléatoire ne reste figée dans des minima locaux. L'un des avantages de cet algorithme est qu'il ne manipule que des rapports de probabilité. En particulier, le dénominateur de la formule 4.3 n'a pas besoin d'être évalué.

L'algorithme de Metropolis-Hastings permet ainsi de simuler une marche aléatoire de type Monte Carlo par chaîne de Markov (MCMC) pour échantillonner l'espace des configurations des paramètres d'un modèle selon une densité de probabilité *a posteriori*. D'implémentation relativement aisée, il constitue la base de nombreuses méthodes d'inversion non linéaires.

Estimation des distributions de probabilité marginale

À moins d'avoir pu effectuer une exploration systématique sur l'espace des configurations, les fonctions de densité de probabilité marginale associées à chaque paramètre ne peuvent être évaluées exactement à partir de l'équation (4.7). Il est toutefois possible d'en donner une approximation, à partir de l'analyse des modèles échantillonnés par l'algorithme selon la probabilité *a posteriori* $\sigma(\vec{p})$.

Une approximation de la probabilité $P(p_i = x)$ que le paramètre p_i prenne la valeur x est en effet donnée par le rapport du nombre de réalisations de l'événement $\{p_i = x\}$ sur le nombre total d'états visités au cours de la marche aléatoire. Le calcul de ce rapport pour toutes les valeurs que peut prendre un paramètre donné permet de construire l'histogramme représentant sa fonction de distribution de probabilité marginale, laquelle constitue une approximation de la distribution *a posteriori* associée à ce paramètre.

4.4 Description de la méthode utilisée

4.4.1 Définition des paramètres du modèle

La structure du modèle de vitesse sur lequel a porté l'inversion est relativement simple. On considère un modèle 1D divisé en N couches dont le nombre et l'épaisseur sont fixés. Un Moho, de profondeur fixée Z_{Moho} , sépare une croûte, composée de $N - 1$ couches d'épaisseur e^i ($i \in$

$[1, N - 1]$), d'un manteau, représenté par la N ième couche et modélisé par un demi-espace infini. Seules les vitesses d'onde P sont explicitement considérées comme paramètres de l'inversion. Les valeurs de vitesse d'onde S correspondantes sont déduites à partir du rapport V_P/V_S supposé identique pour toutes les couches. Compte tenu de la surface sur laquelle sont réparties les stations des réseaux sismologiques dont les données ont été utilisées dans ce travail, un modèle 3D aurait pour effet une augmentation du nombre de paramètres, donc du nombre de pas nécessaire à la marche aléatoire pour explorer efficacement l'espace des modèles, sans que la qualité des localisations en soit nécessairement améliorée.

La totalité des $|\mathcal{M}_i|$ valeurs que peut prendre la vitesse dans la couche i ($i \in [1, N]$), notée v_P^i , est définie par l'ensemble $V^i = (v_{min}^i, v_{min}^i + \Delta v^i, v_{min}^i + 2\Delta v^i, \dots, v_{min}^i + |\mathcal{M}_i| \Delta v^i)$, où v_{min}^i est la vitesse minimale d'onde P admise dans la couche i et Δv^i un incrément de vitesse pour cette couche.

Dans notre cas, $N = 9$, ce qui signifie que la croûte est divisée en 8 couches, et le modèle de croûte est défini par les valeurs suivantes :

$$e^i = 4km.$$

$$v_{min}^i = 3,0km/s$$

$$|\mathcal{M}_i| = 120.$$

$$\Delta v^i \text{ est fixé à } 0,1 \text{ km/s, pour } i \in [N - 1].$$

$$v_P/v_S = 1,68 \text{ (valeur déterminée pour la région de Lorient).}$$

Les couches sont donc toutes d'égale épaisseur et la profondeur du Moho Z_{Moho} est de 32 km. Les valeurs de vitesse dans la croûte sont échantillonnées dans l'intervalle $[3,0 ; 14,9 \text{ km/s}]$. Cette large gamme de valeurs est volontairement irréaliste : l'information *a priori* et celle contenue dans les données doivent à elles seules permettre d'écarter les modèles les moins probables par un échantillonnage préférentiel des modèles les plus probables. Dans le manteau, qui constitue la couche N , $|\mathcal{M}_N| = 120$ et $\Delta v^i = 0,1km/s$, comme dans la croûte, mais on impose à la vitesse d'être strictement supérieure à celle de la couche la plus profonde de la croûte. Ainsi la vitesse minimale des ondes P_n , à savoir v_P^N est-elle de 3,1 km/s et peut atteindre la valeur de 15,0 km/s, par pas Δv^N de 0,1 km/s, comme dans la croûte. Chacun des 9 paramètres (chaque vitesse) peut ainsi potentiellement prendre 120 valeurs, ce qui conduit à un nombre de configurations de 120^9 . L'introduction de l'information *a priori* permettra de réduire ce nombre de configurations.

4.4.2 État d'information *a priori*

Des profils sismiques trop peu nombreux dans le Massif Armoricaïn ne permettent pas d'imposer de contrainte forte sur notre connaissance *a priori* de la structure de vitesse crustale de cette région. Aussi a-t-il été décidé de ne formuler qu'un minimum de restrictions sur le modèle *a priori*. Outre l'hypothèse d'un modèle 1D présentée au paragraphe précédent, seules deux contraintes sont ainsi imposées : la première est que la vitesse dans la croûte ne doit pas décroître avec la profon-

deur, et la seconde que la vitesse dans le manteau doit être supérieure à celle de la dernière couche (i.e. la plus profonde) de la croûte. Toutes les configurations satisfaisant ce critère seront acceptées *a priori* sans autre condition et avec la même probabilité ; toute configuration dérogeant à ce critère n'est pas considérée comme faisant partie de l'espace des modèles et sera donc écartée. L'hypothèse de non-décroissance de la vitesse avec la profondeur se justifie par le fait que le Massif Armoricain est *a priori* caractérisé par une structure crustale simple (socle ancien en région intraplaque).

4.4.3 Description de l'algorithme d'inversion

Étant donné un modèle de départ, pour lequel les valeurs de vitesse dans chaque couche ont été tirées au sort selon les conditions imposées *a priori*, l'algorithme de Metropolis va permettre l'échantillonnage de l'espace des configurations selon la probabilité *a posteriori* $\sigma(\vec{p})$.

Nous avons vu au paragraphe 4.3.3 que cet algorithme se décomposait en trois étapes :

1. Un tirage au sort
2. L'évaluation d'une fonction coût ou misfit
3. Une étape d'acceptation/rejet

La suite de ce paragraphe détaille ces trois étapes lors du passage de l'état n à l'état $n + 1$, pour la procédure d'inversion mise au point dans ce travail. Celle-ci est d'autre part résumée sur le tableau synoptique de la figure 4.1.

Modalités du tirage au sort

Plutôt que de sélectionner au hasard une nouvelle configuration de l'espace des modèles complètement indépendante de la configuration à l'état précédent, la procédure de tirage au sort mise en œuvre ici consiste à ne modifier qu'un seul paramètre à chaque pas. Comme l'ont souligné Khan et Mosegaard (2002), cette stratégie permet, lorsqu'un modèle satisfaisant a été atteint (i.e. dont la fonction coût associée est faible), de préserver une partie de ses caractéristiques à l'itération suivante, mais présente le désavantage de produire des séquences de modèles corrélées, à un degré qu'il sera toutefois possible de quantifier au moyen de la fonction d'autocorrélation de chaque paramètre.

À chaque étape, on tire tout d'abord au sort le numéro ic de la couche, puis sa vitesse d'onde $P v_P^{ic}$ selon une probabilité uniforme parmi les valeurs de vitesse possibles. Si la configuration résultante satisfait la contrainte *a priori*, le modèle est accepté et l'algorithme passe à l'étape suivante. Dans le cas contraire, on réitère le tirage au sort de ic , puis de v_P^{ic} .

La figure 4.2 présente la distribution de probabilité marginale associée à un échantillonnage uniforme de l'espace des paramètres, après une marche de 150 000 itérations. La probabilité associée à chaque valeur de vitesse est de l'ordre de 0,008 ($\sim 1/120$), quelle que soit la couche considérée. La représentation des éléments de la matrice de corrélation permet de s'assurer que les

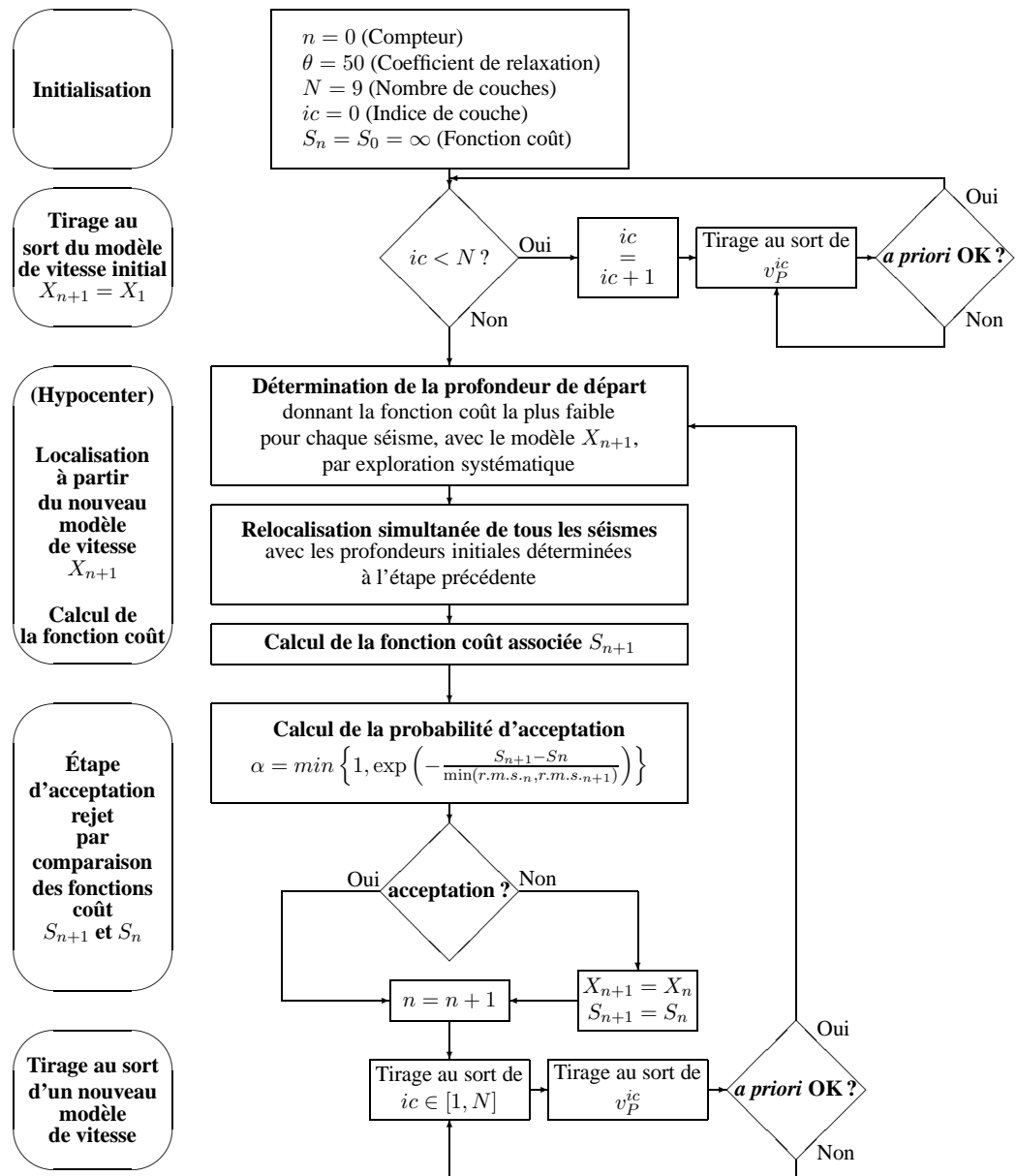


FIG. 4.1 – Description de l'algorithme d'inversion mis en œuvre dans ce travail.

paramètres échantillonnés suivant ce protocole sont complètement décorrélés : les éléments non diagonaux sont en effet tous compris dans l'intervalle $[-0, 1; 0, 1]$.

L'introduction de l'information *a priori* qui interdit à la vitesse de décroître avec la profondeur modifie très nettement la distribution obtenue (figure 4.2). Bien que reste associée la même probabilité d'acceptation à toutes les configurations qui satisfont la condition *a priori*, cette contrainte imposée lors de l'échantillonnage produit des distributions de probabilité marginales 1D (i.e. de chaque paramètre considéré individuellement) non uniformes. Elle engendre d'autre part une corrélation entre les paramètres, d'autant plus élevée que les couches sont proches. La restriction imposée sur l'évolution du profil de vitesse avec la profondeur implique que la probabilité d'obtenir une vitesse faible est plus élevée dans les couches superficielles. À l'inverse, la probabilité associée aux vitesses élevées est d'autant plus importante que les couches sont profondes. Si une distribution uniforme était souhaitée pour chacun des paramètres, il suffirait d'imposer un échantillonnage non uniforme permettant d'équilibrer ces distributions. Cependant, nous verrons que dans l'ensemble, le degré de résolution du modèle par les données rend tout à fait acceptable ces conditions *a priori*.

Calcul d'une fonction coût

Pour une configuration de paramètres donnée, satisfaisant la condition *a priori*, le calcul de la fonction coût nécessite la résolution du problème direct. Celui-ci consiste à prédire la valeur des observables (i.e. les temps d'arrivée) à partir du profil de vitesse tiré au sort. Ceci nécessite qu'une valeur soit attribuée aux paramètres hypocentraux. Pour un modèle de vitesse donné, les paramètres de la localisation sont d'abord déterminés à l'aide du logiciel Hypocenter (Lienert *et al.* (1986)). La localisation produite permet dans un second temps de calculer les temps de trajet pour le modèle de vitesse considéré, donc les temps d'arrivée théoriques. Pour des raisons pratiques, la valeur de la fonction coût utilisée dans ce travail est calculée à partir de celle du *r.m.s.* moyen donné en sortie de Hypocenter, telle que :

$$\overline{r.m.s.} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (r.m.s._i)^2}{N}} \quad (4.21)$$

où N est le nombre d'événements relocalisés et $(r.m.s._i)$ la valeur de *r.m.s.* calculée pour le i – ème d'entre eux selon la formule :

$$r.m.s._i = \sqrt{\frac{\sum_j w_{ij} (t_{obs}^{ij} - t_{cal}^{ij})^2}{\sum_j w_{ij}}} \quad (4.22)$$

où t_{obs}^{ij} et t_{cal}^{ij} sont respectivement les temps d'arrivée observé et théorique pour la j – ème observation du i – ème séisme et w_{ij} (compris entre 0 et 1) le poids associé à l'observation. Ce poids est le produit de w_0 et de w_d , affectés aux lectures de temps d'arrivée suivant la nature de l'onde

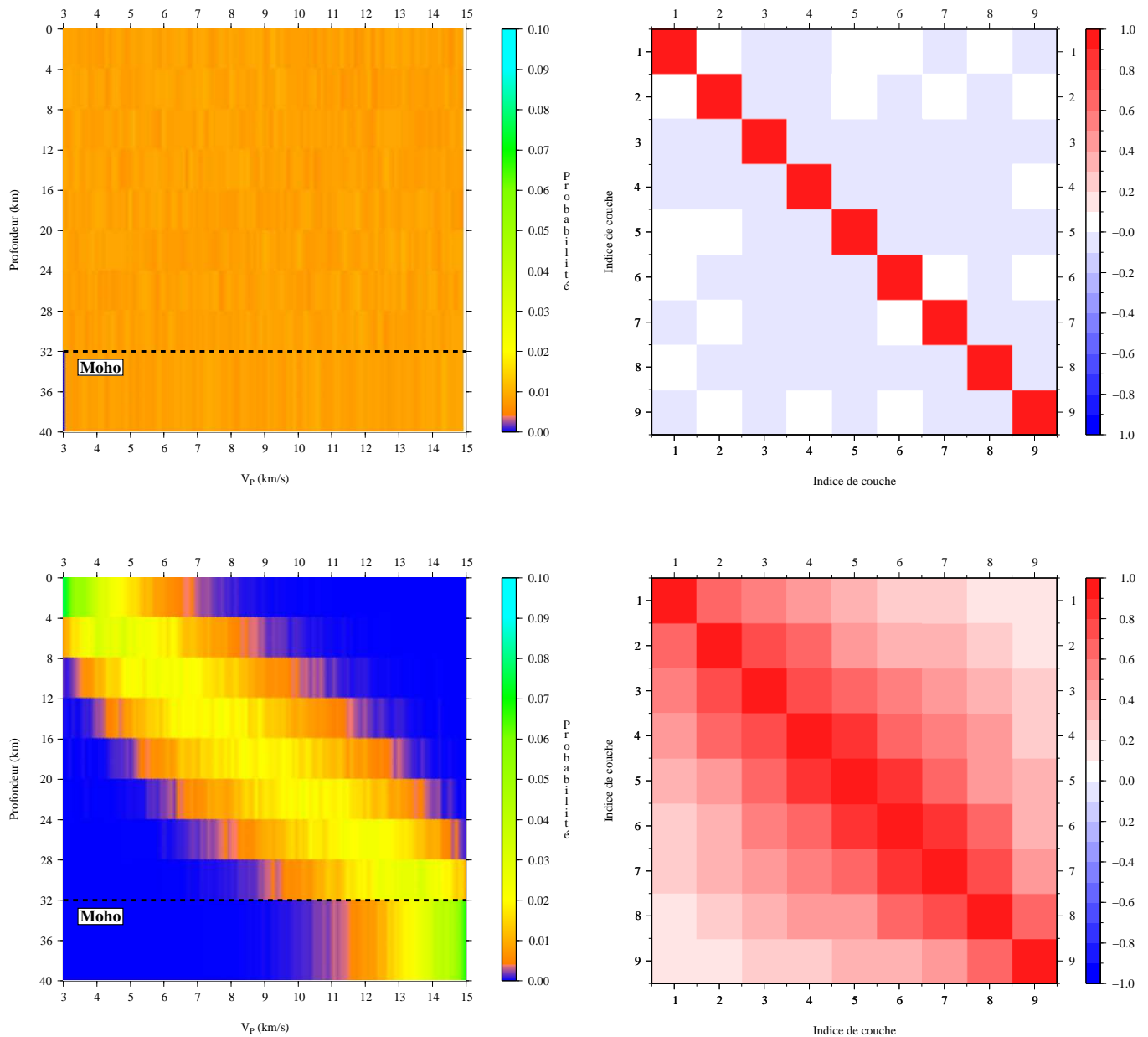


FIG. 4.2 – À gauche : profils de distribution de probabilité marginale. À droite : représentation des éléments des matrices de corrélation correspondantes. Les figures du haut correspondent à un échantillonnage aléatoire uniforme dans toutes les couches. La probabilité marginale associée de 0,008 environ, quelle que soit la vitesse et quelle que soit la couche. Tous les paramètres sont décorrélés. Les figures du bas correspondent à un échantillonnage de l'espace des modèles tenant compte de l'information a priori. Celle-ci engendre une corrélation entre les paramètres, d'autant plus élevée que les couches sont proches. La probabilité a priori impose deux restrictions : d'une part la vitesse ne doit pas décroître dans la croûte ; d'autre part la vitesse dans le manteau doit être strictement supérieure à celle de la couche située immédiatement au-dessus du Moho.

considérée et la distance entre l'épicentre et la station. Les temps d'arrivée d'onde S se voient attribuer un poids w_0 de 0,25 et les ondes P un poids de 1. Le poids w_d attribué en fonction de la distance épacentrale Δ est défini par deux valeurs de distance : x_{near} et x_{far} (respectivement égales à 500 km et 800 km), entre lesquelles il diminue selon :

$$w_d = \frac{x_{far} - \Delta}{x_{far} - x_{near}} \quad (4.23)$$

La fonction coût associée à chaque modèle s'écrit alors :

$$S = \frac{\overline{r.m.s.}}{\sigma} \quad (4.24)$$

où σ est l'incertitude associée à la lecture des temps d'arrivée et fixée à 0,02 s.

Comme la plupart des codes de localisation classiques, Hypocenter est basé sur la méthode de Geiger (1912) : étant donné un modèle de vitesse et des temps d'arrivée observés, la localisation minimisant la différence entre les temps d'arrivée observés et théoriques est recherchée par résolution itérative du problème linéarisé. Ce type d'algorithme nécessite une localisation initiale (longitude, latitude, profondeur et heure origine), progressivement perturbée au cours des itérations successives. Si les paramètres de longitude et de latitude sont généralement bien contraints, il s'avère que la profondeur et l'heure d'origine, par ailleurs anticorrélées, sont plus difficilement obtenues avec une précision satisfaisante : ces paramètres restent facilement figés dans des minima locaux et dépendent généralement de la localisation initiale, en particulier lorsqu'augmente la distance entre l'épicentre et la station la plus proche.

Or la profondeur à laquelle se produisent les séismes dans une région donnée est un paramètre important pour l'information qu'elle apporte sur sa rhéologie (p.e. Aldersons *et al.* (2003)). Pour cette raison, malgré le temps de calcul nécessaire, il est apparu opportun de réaliser, lors de la procédure de localisation, une exploration systématique de la profondeur de chaque événement. Les séismes du jeu de données à analyser sont donc successivement localisés avec des profondeurs de départ comprises entre 2 et 34 km, par pas de 4 km. Ce choix permet de limiter l'artefact classique des localisations figées au niveau des interfaces. Pour chaque événement, la profondeur ayant donné le *r.m.s.* le plus faible est retenue comme profondeur initiale pour la localisation finale, et la fonction coût associée au modèle est calculée en fonction du *r.m.s.* finalement obtenu.

Phase d'acceptation

Dans l'algorithme de Metropolis, la condition d'acceptation s'écrit, selon l'équation (4.20) :

$$\alpha(j|i) = \min \left\{ 1, \frac{\mathcal{L}(j)}{\mathcal{L}(i)} \right\}$$

avec :

$$\frac{\mathcal{L}(j)}{\mathcal{L}(i)} = \exp - (S(j) - S(i))$$

Ce rapport dépend donc la variation *absolue* de la fonction coût. Ainsi, une augmentation du *r.m.s.* de 5,000 secondes à 5,050 secondes est acceptée avec la même probabilité qu'une dégradation de 0,500 seconde à 0,550 seconde. Elle est pourtant de 1 % dans le premier cas ; de 10 % dans le second.

Dans la méthode mise en œuvre ici, une modification a donc été apportée à l'expression de la probabilité d'acceptation. Celle-ci s'écrit :

$$P = \min \left\{ 1, \exp - \left(\frac{S(j) - S(i)}{\min(r.m.s.(i), r.m.s.(j))} \right) \right\} \quad (4.25)$$

Ainsi, pour reprendre l'exemple précédent, c'est alors une dégradation du *r.m.s.* de 5,000 secondes à 5,500 secondes qui est acceptée avec la même probabilité qu'une augmentation de 0,500 seconde à 0,550 seconde puisque dans les deux cas, l'augmentation enregistrée est de 10 %. D'après l'équation (4.25), une augmentation de résidu de 1% (par exemple le passage de 0,500 seconde à 0,505 seconde) est acceptée avec une probabilité de 60,6 %, tandis que pour l'augmentation de 10 % de l'exemple précédent, cette probabilité chute à 0,7 %. Il apparaît sur la figure 4.3 que cette condition d'acceptation rend très improbable des augmentations supérieures à 10 %. Si l'irréductibilité de la chaîne n'en est pas pour autant remise en cause en théorie, il est préférable dans ce cas de la qualifier de quasi-irréductible.

Ergodicité de la chaîne

L'algorithme présenté permet de construire une chaîne de Markov homogène, apériodique et quasi-irréductible. Il est par ailleurs possible de démontrer que la condition de balance détaillée est remplie, par une démonstration analogue à celle de Nicholls (1990) dans le cas de l'algorithme de Metropolis classique. Il s'ensuit, par application du théorème d'ergodicité énoncé au paragraphe 4.3.3, que la chaîne est réversible et ergodique, et doit converger vers une solution stationnaire unique. Rappelons que le caractère irréductible de la chaîne n'est que théorique : certes toutes les configurations peuvent être visitées si le nombre de pas de la marche aléatoire est suffisant ; en pratique, et en particulier lorsque la chaîne a convergé, certains états sont si peu accessibles que la probabilité qu'ils soient visités est quasiment nulle. Pour cette raison, la chaîne construite à partir de cet algorithme est dite quasi-ergodique. Dans la suite de ce chapitre, deux jeux de données réels sont utilisés afin d'illustrer la méthode présentée.

4.5 Application à la région de Lorient

Le séisme qui s'est produit le 30 septembre 2002 dans la région de Lorient a pu être localisé avec précision grâce à l'étude de ses répliques. Le choix de cette région s'est donc imposé naturellement pour éprouver l'efficacité de l'algorithme d'inversion présenté. La zone d'étude est comprise entre

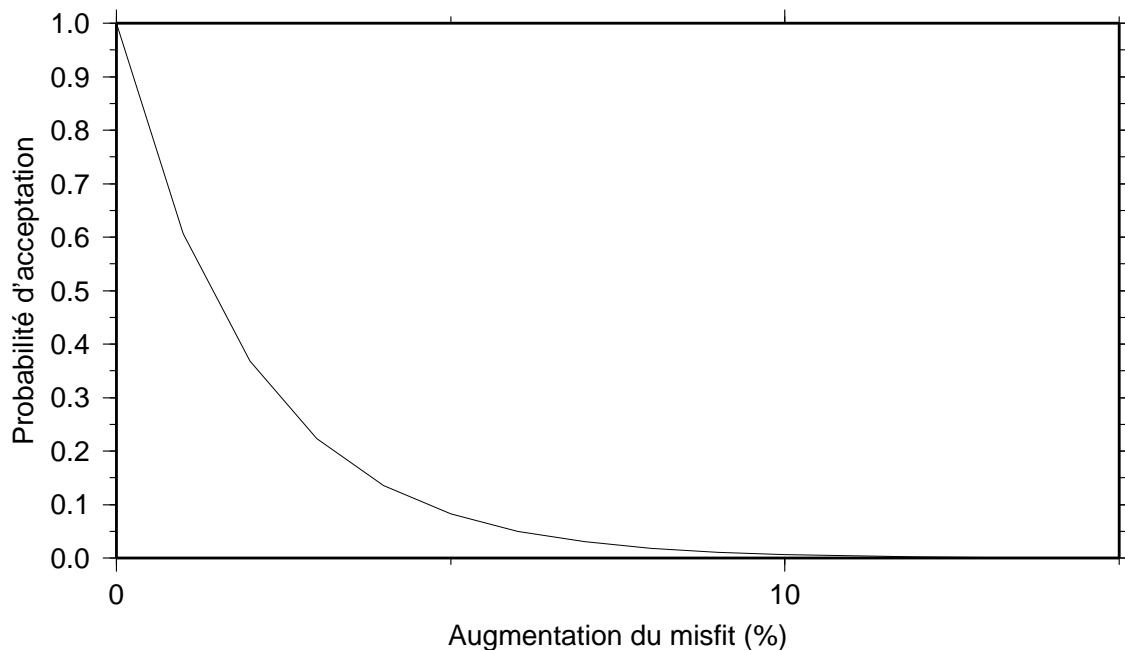


FIG. 4.3 – Probabilité d'acceptation d'un nouveau modèle en fonction de l'augmentation relative (exprimée en % de la fonction coût).

3,5°W et 2,8°W en longitude et s'étend entre 47,7°N et 48°N de latitude. Entre janvier 1980 et avril 2004, 84 séismes sont recensés par le BCSF dans cette zone. Les temps d'arrivée correspondants sont disponibles pour 73 d'entre eux. Ceux-ci sont reportés sur la carte de la figure 4.4.

La méthode a tout d'abord été appliquée aux temps d'arrivée disponibles dans le catalogue du BCSF, puis aux temps d'arrivée que j'ai pu déterminer visuellement sur les sismogrammes du RéNaSS et du LDG, ces derniers ayant préalablement été corrigés de l'effet FIR. Pour certains séismes, et notamment celui de Lorient, les données ont par ailleurs été complétées par les sismogrammes enregistrés par les stations des réseaux britannique (BGS, British Geological Survey) et espagnol (IGN, Instituto Geográfico Nacional), ainsi que par les stations du réseau 'Sismo des écoles des Pays-de-la-Loire'. Les modèles de vitesses déterminés ont ensuite permis de procéder à la relocalisation des séismes du jeu de données inversé.

4.5.1 Inversion des temps d'arrivée

Données utilisées

Pour les 73 séismes étudiés, 1 327 temps d'arrivée sont disponibles dans le catalogue du BCSF, parmi lesquels 406 temps d'arrivée d'onde P_g , 554 d'onde S_g , 271 d'onde P_n et 96 d'onde S_n . L'examen visuel indépendant des sismogrammes disponibles a permis de retenir 272 temps d'arrivée d'onde P_g , 363 d'onde S_g , 207 d'onde P_n et 8 d'onde S_n . Le jeu de données initial se trouve

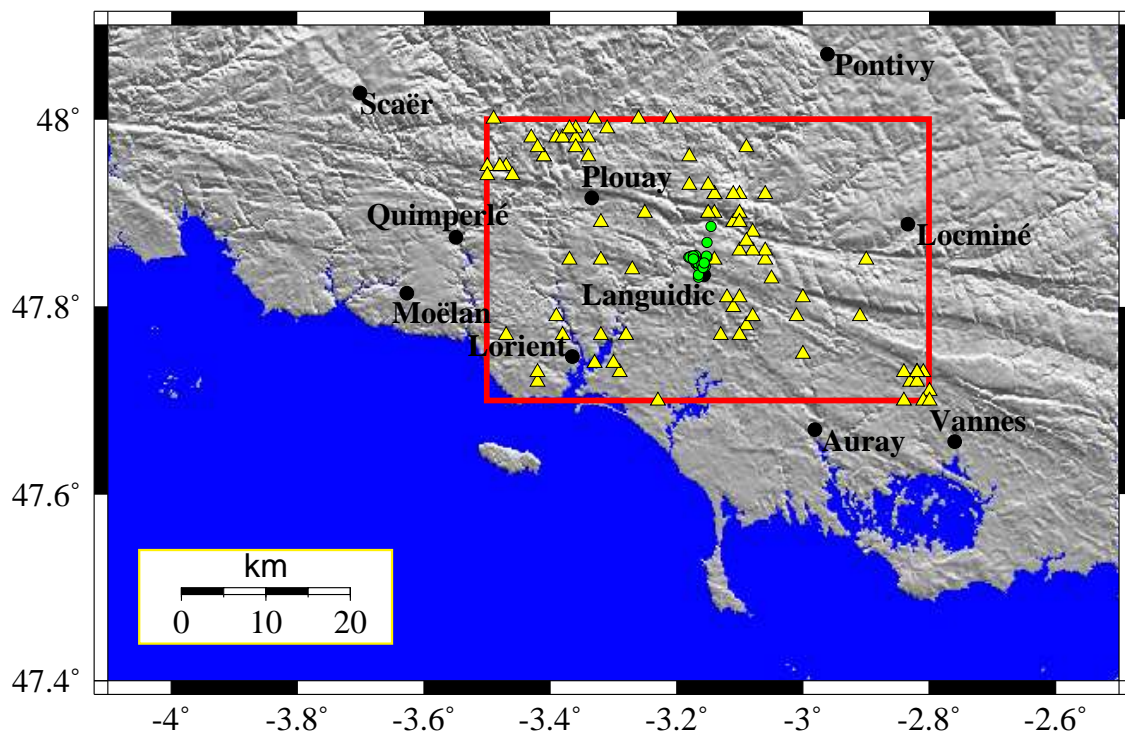


FIG. 4.4 – Carte de localisation des 73 séismes (triangles jaunes) utilisés pour la détermination d'un modèle de vitesse dans région de Lorient. La zone d'étude est restreinte à la sous-région entourée par le cadre rouge. Les localisations des événements de l'essaim de répliques du séisme de Lorient sont représentées par les cercles verts.

ainsi diminué de 36 % environ. Le nombre de temps d'arrivée relatif à chaque jeu de données est récapitulé dans le tableau 4.1.

	Catalogue	Visuel
nP_g	406	272
nS_g	554	363
nP_n	271	207
nS_n	96	8
$nTotal$	1 327	850
nombre d'itérations	150 327	161 529
$r.m.s.$ initial (s)	6,633	4,453
$r.m.s.$ maximal (s)	6,633	4,664
$r.m.s.$ minimal (s)	0,446	0,357

TAB. 4.1 – Présentation des données relatives à chaque jeu de données et des résultats obtenus.

Évolution et distribution des valeurs de la fonction coût

Dans les deux cas, la marche aléatoire a été arrêtée après 150 000 itérations environ. Étant donné qu'il n'existe pas de règle définissant le nombre de pas nécessaires pour garantir la robustesse de l'inversion, la première démarche doit consister à s'assurer que la chaîne a convergé. Ceci peut être accompli en examinant l'évolution des valeurs de $r.m.s.$ au cours du temps (figure 4.5) : pour les deux jeux de données, la chaîne évolue dans des régions très improbables de l'espace des modèles (i.e. associées à un $r.m.s.$ élevé) au cours des premières itérations, avant d'atteindre un état de convergence. Cette phase, généralement appelée phase de *burn in*, est classique des méthodes MCMC et il est d'usage d'écarter ces premiers modèles pour l'analyse des résultats de l'inversion. Pour les deux jeux de données, cette phase concerne les 1000 à 1500 premiers pas de la marche aléatoire. Dans la suite, les 2000 premières itérations seront ignorées pour le calcul des fonctions d'autocorrélation comme pour celui des probabilités marginales.

Il apparaît sur la figure 4.5 qu'après la phase de *burn in*, les valeurs de $r.m.s.$ associées aux pointés visuels sont inférieures de 0,1 s environ à celles obtenues par l'inversion des temps d'arrivée du catalogue. Les deux distributions correspondantes (figure 4.6) sont dissymétriques, avec un mode décentré vers les faibles valeurs de $r.m.s.$, ce qui illustre la tendance de l'algorithme à échantillonner l'espace des modèles avec une probabilité d'acceptation d'autant plus élevée que la fonction coût est faible.

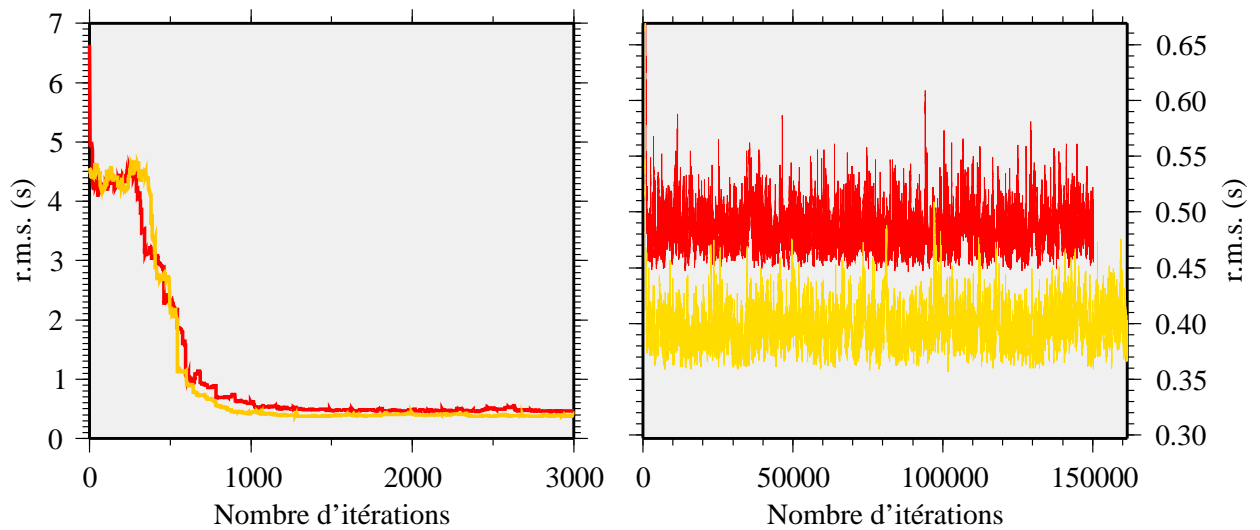


FIG. 4.5 – Trace du r.m.s. pour l'inversion des temps d'arrivée des séismes de la région de Lorient. La courbe rouge correspond aux pointés de temps d'arrivée des catalogues, la courbe orange aux pointés visuels. À gauche : détail des premières itérations (phase de burn in). À droite : amplitude des variations du r.m.s. pour l'ensemble de la marche aléatoire.

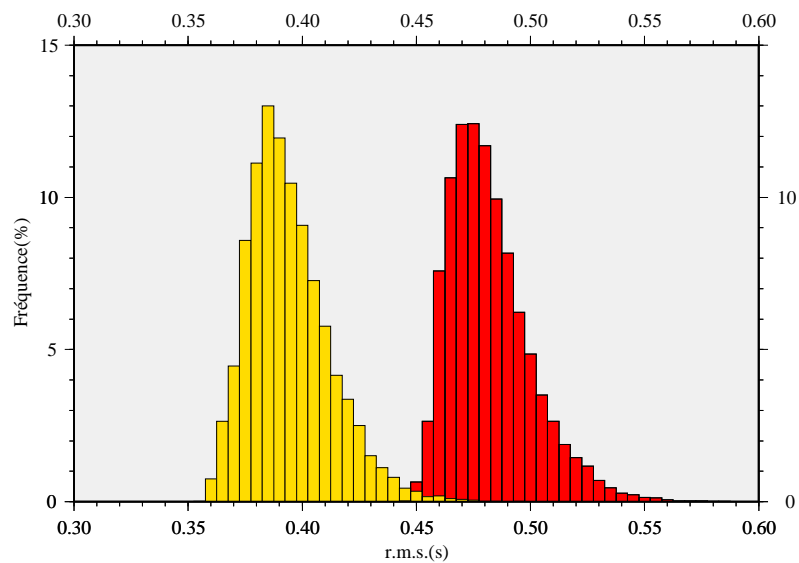


FIG. 4.6 – Comparaison de la distribution des valeurs de r.m.s. obtenues au cours de l'inversion des temps d'arrivée du catalogue (en rouge) et des pointés visuels (en orange)

Fonctions d'autocorrélation

Étant donné que la valeur d'un seul paramètre est tirée au sort à chaque itération, l'algorithme tend à générer des modèles corrélés. Un moyen de sélectionner des modèles indépendants consiste à choisir des échantillons suffisamment espacés parmi les configurations visitées au cours de la marche aléatoire. L'effet de mémoire de la chaîne peut être quantifié par l'évaluation de la fonction d'autocorrélation des différentes séquences de paramètres échantillonnés. Ceci passe tout d'abord par le calcul de la fonction d'autocovariance. Le calcul de cette fonction pour une séquence donnée revient à calculer la moyenne des produits scalaires de cette séquence avec elle-même, décalée de $k = (1, 2, \dots, L)$ échantillons, où L correspond au décalage maximal pour lequel est calculée la fonction d'autocovariance. Pour un paramètre $p_i(t)$ donné, échantillonné au cours de N itérations, cette fonction s'écrit :

$$C_k = \frac{1}{N} (p_i(t) - \bar{p}_i)(p_i(t+k) - \bar{p}_i), \quad (4.26)$$

La fonction d'autocorrélation s'écrit alors :

$$r_k = \frac{C_k}{C_0} \quad (4.27)$$

L'évolution de r_k traduit l'état de corrélation des éléments de la séquence. Pour $k = 0$, r_k est égal à 1 puisque la séquence est nécessairement corrélée avec elle-même. r_k tend vers 0 d'autant plus rapidement que ses éléments sont décorrés. La représentation des fonctions d'autocorrélation des paramètres permet donc de déterminer un nombre minimal d'itérations requis pour que les modèles échantillonnés par l'algorithme soient décorrés. Il devient alors possible de ne représenter les résultats de l'inversion qu'à partir d'un sous-échantillon de la chaîne, en choisissant des modèles suffisamment espacés.

Les fonctions d'autocorrélation des 9 vitesses du modèle sont représentées sur la figure 4.7 pour les données du catalogue et sur la figure 4.8 pour les pointés visuels. Celles-ci ont été calculées pour un décalage allant jusqu'à 10 000 pas. Un décalage de $k = 1500$ paraît nécessaire pour que ces fonctions puissent toutes être considérées comme stabilisées autour de 0. Cela signifie qu'un sous-échantillonnage des modèles visités avec un intervalle d'environ 1500 itérations est nécessaire pour obtenir un jeu de paramètres indépendants. La solution de la procédure d'inversion (le modèle de vitesse mais aussi les paramètres hypocentaux) pourront être représentés en suivant ce protocole. Ce sera toutefois l'ensemble des paramètres échantillonnés au cours de la marche aléatoire qui sera utilisé pour construire les histogrammes de probabilité marginale et déduire le modèle de vitesse modal pour la région d'étude.

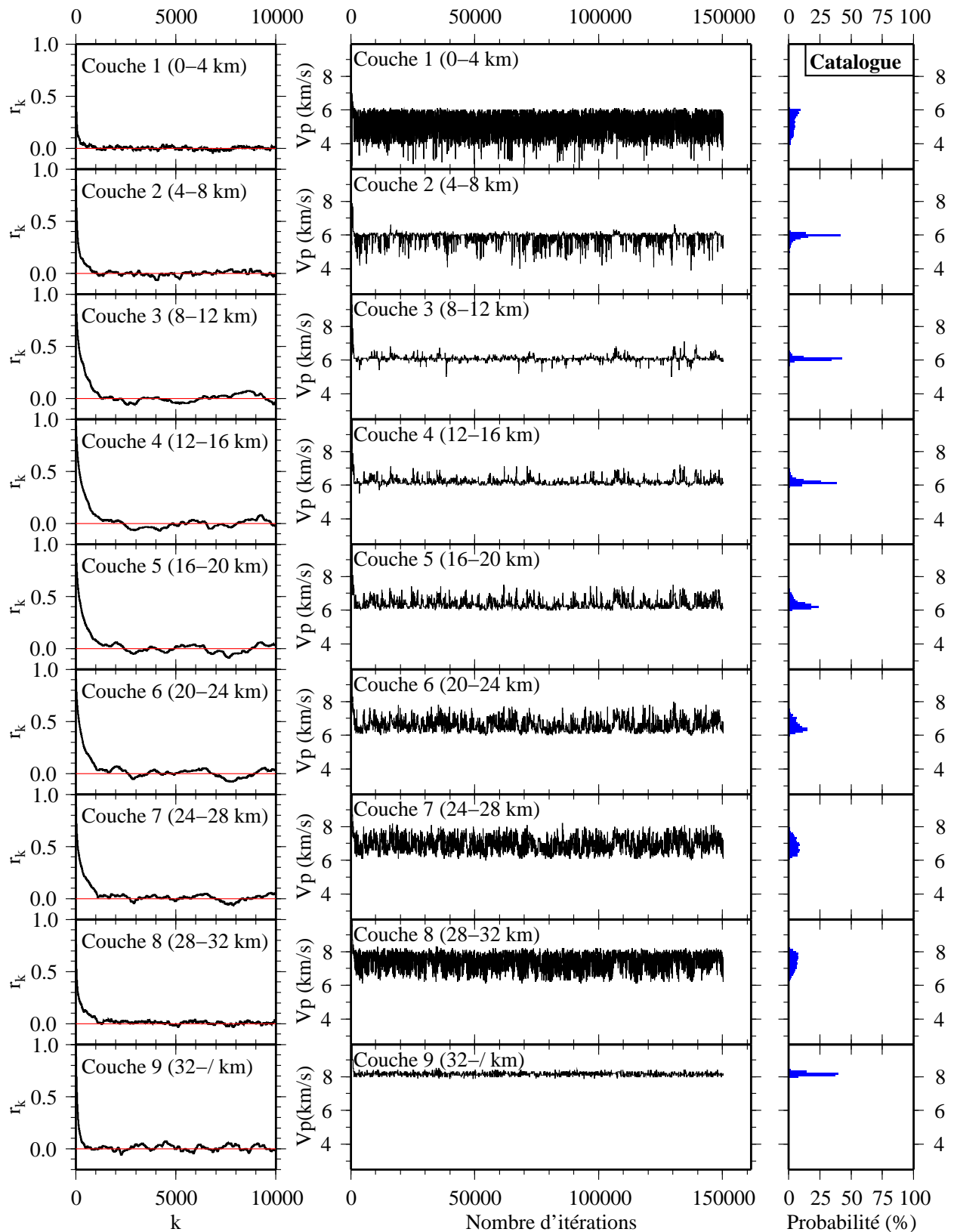


FIG. 4.7 – Résultats de l'inversion pour les données du catalogue : fonctions d'autocorrélation associées à la vitesse dans chaque couche (à gauche), traces de ces paramètres (au centre) et histogrammes associés (à droite).

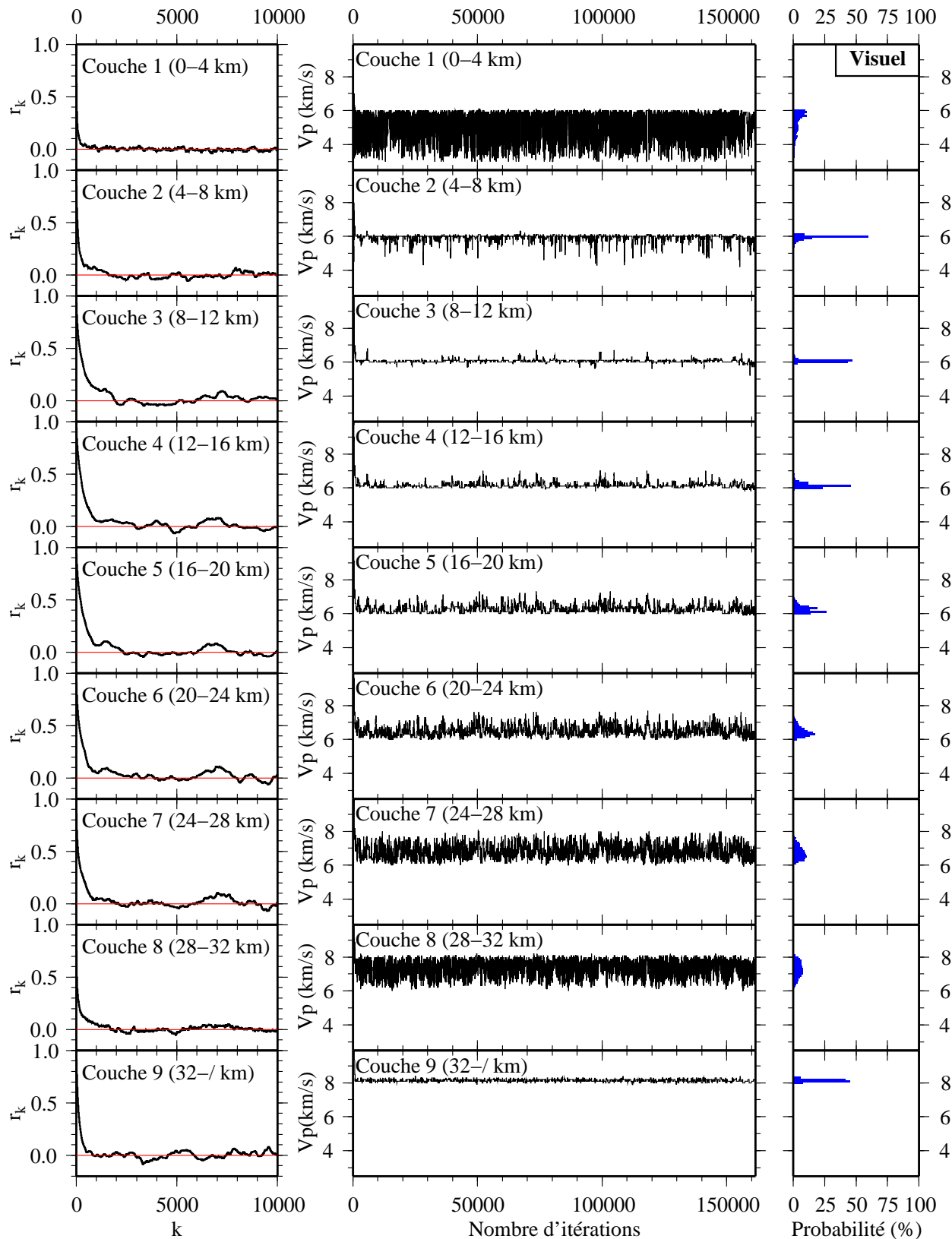


FIG. 4.8 – Résultats de l'inversion pour les pointés visuels : fonctions d'autocorrélation associées à la vitesse dans chaque couche (à gauche), traces de ces paramètres (au centre) et histogrammes associés (à droite).

Évolution des paramètres au cours de la marche

L'examen des traces de chaque paramètre, c'est-à-dire de la séquence des valeurs prises par chacun d'eux durant l'inversion, permet de vérifier qu'aucun processus de blocage ne s'est opéré et qu'aucun paramètre n'a été privilégié par l'algorithme. Cet examen offre une perspective qui complète l'information contenue dans les probabilités marginales (figures 4.7 et 4.8). On peut ainsi s'assurer que la distribution reflétée par ces probabilités n'a pas été biaisée au cours de la marche et observer, par exemple, si telle distribution bimodale est rencontrée indifféremment sur toute la durée de l'inversion ou si celle-ci révèle à l'inverse deux états successifs indépendants, consécutifs à un blocage momentané de la chaîne.

Probabilités marginales

Les histogrammes de distribution de densité de probabilité marginale associés à chaque paramètre sont présentés sur la figure 4.9 pour les deux jeux de données. Divers estimateurs peuvent être utilisés pour rendre compte de ces distributions. Dans le tableau 4.2, sont reportées pour chaque couche : les valeurs de la moyenne, de la médiane, du mode, de la probabilité marginale associée à ce mode et enfin de l'écart type moyen $\bar{\sigma} = (\sigma^- + \sigma^+)/2$, où σ^- et σ^+ sont respectivement l'écart type "à gauche" et "à droite" des vitesses obtenues au cours de la marche aléatoire par rapport au mode de la distribution. La position du mode, ainsi que l'intervalle de confiance $[mode - \sigma^-; mode + \sigma^+]$ sont d'autre part reportés sur la figure 4.9.

Les histogrammes obtenus montrent tous une distribution unimodale (figures 4.7, 4.8 et 4.9). Une distribution multimodale aurait par exemple pu témoigner de l'échantillonnage par deux jeux de données indépendants de deux régions de la croûte ayant des caractéristiques distinctes. La définition d'une région d'étude suffisamment réduite doit permettre, en principe, d'éviter ce genre de situation.

Ces histogrammes indiquent par ailleurs une bonne résolution des vitesses dans la croûte supérieure, entre 4 et 16 km de profondeur, ainsi que dans le manteau, avec un mode associé à la vitesse des ondes P_n supérieur à 40 % (voir tableau 4.2), tandis que la croûte inférieure et la couche la plus superficielle semblent moins bien contraintes par les données. Une tendance à l'étalement des histogrammes s'observe entre 4 et 32 km (figures 4.7 et 4.8) pour les deux jeux de données. Cette diminution de la résolution du modèle pour les couches les plus profondes est vraisemblablement due à la localisation des séismes dans la croûte supérieure.

D'autre part, certaines des distributions observées s'avèrent dissymétriques. Puisque la vitesse n'est pas autorisée à décroître avec la profondeur, une vitesse bien résolue dans une couche, oscillant autour de sa valeur d'équilibre pendant de nombreuses itérations, contraint drastiquement les valeurs de vitesse des couches adjacentes. Cela impose à la vitesse de la couche située au-dessus d'elle une limite supérieure, et une limite inférieure à celle de la couche située au-dessous d'elle.

Z_{top} (km)	Catalogue					Pointés visuels				
	Moyenne (km/s)	Médiane (km/s)	Mode (km/s)	P	$\bar{\sigma}$ (km/s)	Moyenne (km/s)	Médiane (km/s)	Mode (km/s)	P	$\bar{\sigma}$ (km/s)
0,0	5,2	5,3	6,0	9 %	0,52	5,2	5,5	5,7	11 %	0,60
4,0	5,9	6,0	6,0	42 %	0,21	5,9	6,0	6,0	59 %	0,13
8,0	6,1	6,1	6,1	43 %	0,13	6,1	6,1	6,1	47 %	0,09
12,0	6,2	6,2	6,1	38 %	0,15	6,1	6,1	6,1	45 %	0,13
16,0	6,4	6,3	6,2	24 %	0,22	6,3	6,2	6,1	26 %	0,19
20,0	6,6	6,5	6,4	15 %	0,32	6,5	6,4	6,3	17 %	0,27
28,0	6,9	6,9	6,9	9 %	0,42	6,8	6,7	6,5	11 %	0,37
32,0	7,4	7,4	7,6	8 %	0,45	7,3	7,3	7,2	8 %	0,46
32,0	8,2	8,2	8,2	40 %	0,09	8,1	8,1	8,1	45 %	0,07

TAB. 4.2 – Valeurs de la moyenne, de la médiane et du mode de la vitesse déduite des distributions de probabilité marginale après inversion des temps d'arrivée du catalogue et de ceux pointés visuellement. P représente la valeur de la probabilité marginale P associée au mode dans chaque couche, et $\bar{\sigma}$ l'écart type moyen des données par rapport au mode, tel que : $\bar{\sigma} = (\sigma^- + \sigma^+)/2$. La profondeur Z_{top} reportée est celle du sommet de la couche.

Le caractère dissymétrique observé est donc la conséquence de l'information *a priori* imposée au modèle.

L'examen des histogrammes de la figure 4.9 et des valeurs d'écart type reportées dans le tableau 4.2 révèle par ailleurs un niveau de résolution très proche entre les deux jeux de données, avec une différence d'écart type moyen inférieur à 0,1 km/s. Toutefois le mode de la distribution obtenue est toujours associé à une probabilité marginale plus élevée pour les pointés visuels (tableau 4.2) : la différence atteint notamment 20 % dans la deuxième couche. Pour les deux jeux de données, l'écart type le plus élevé est associé à la première couche ($\bar{\sigma} \sim 0,5$ km/s). Pour le reste, les vitesses observées dans la partie supérieure de la croûte (4-20 km) diffèrent de moins de 0,1 km/s. Cet écart est par contre de l'ordre de 0,5 km/s dans les deux dernières couches, mais il faut rappeler que les valeurs de vitesse à ces profondeurs sont mal contraintes : comme je l'ai déjà évoqué, ces couches sont en effet peu échantillonnées du fait d'une distribution superficielle de la sismicité. Enfin, avec un écart type de 0,1 km/s dans les deux cas, la vitesse ses ondes P_n est la mieux résolue Elle est estimée à 8,2 km/s d'après l'inversion des données du catalogue et à 8,1 km/s à partir des pointés visuels, ce quel que soit l'estimateur et avec une probabilité avoisinant les 40 % pour les deux inversions. Cette différence de 1% environ est loin d'être négligeable : en effet les trajets parcourus par ces ondes sont couramment de l'ordre de la centaine de kilomètres et la différence de temps d'arrivée entre ces deux modèles s'élève par exemple à 0,5 s pour un trajet de 300 km.

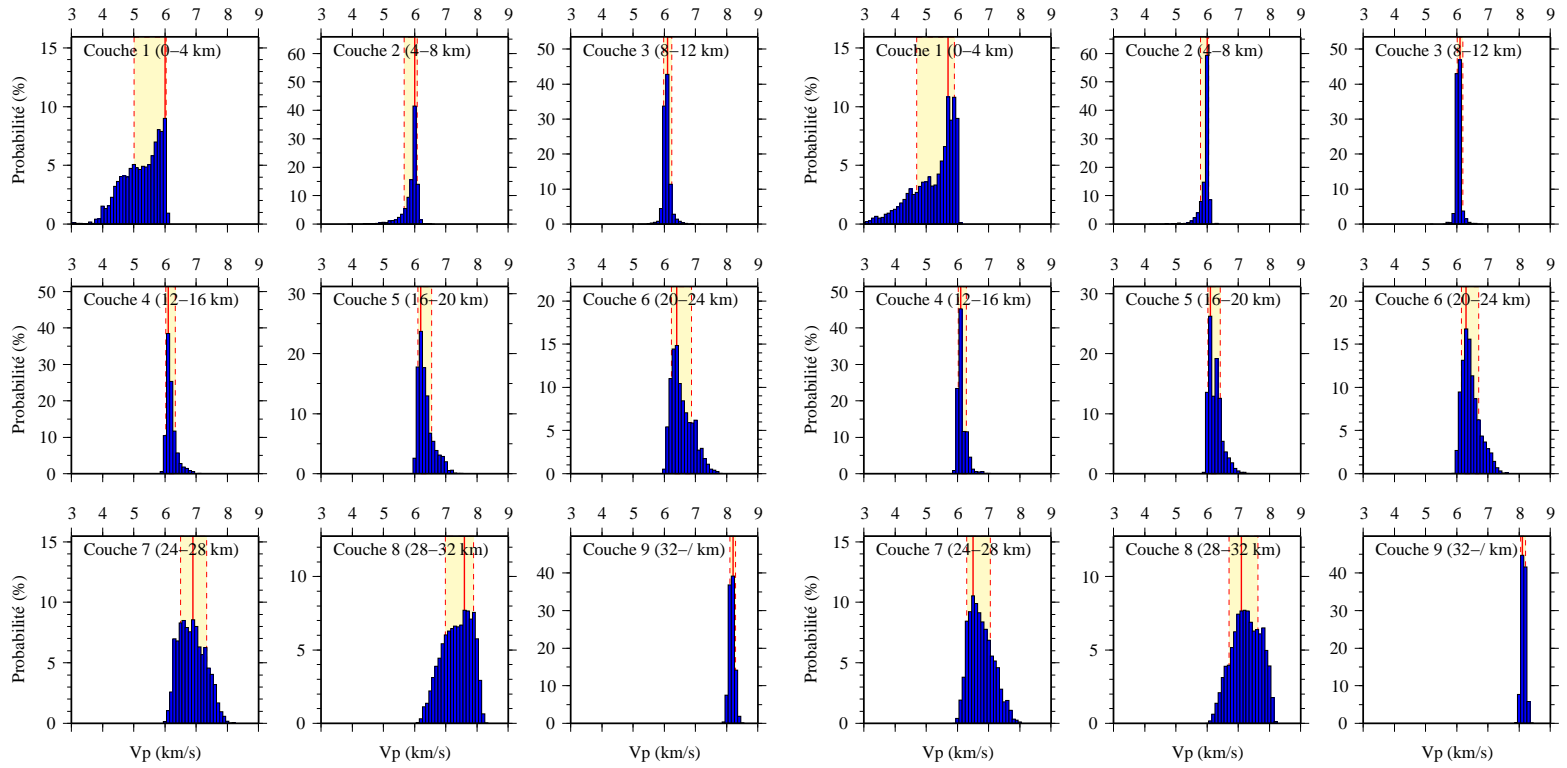


FIG. 4.9 – Histogrammes représentant les distributions de densité de probabilité marginales associées à chaque paramètre (à gauche : catalogue ; à droite : visuel). Dans chaque couche, la valeur du mode est indiquée en trait plein rouge ; l'intervalle de confiance à 1σ est représenté par la zone jaune clair et limité par les traits pointillés rouges.

Corrélation entre les paramètres

La comparaison des éléments des matrices de covariance obtenus par l'inversion menée sur les deux jeux de données (figure 4.10) avec ceux de la figure 4.2 montre que l'information contenue dans les données permet de diminuer la corrélation engendrée par l'*a priori* sur le modèle, mais les couches contiguës restent corrélées.

Pour les deux inversions réalisées, une très légère anticorrélation est mise en évidence entre la vitesse des ondes P_n d'une part et celles des trois dernières couches de la croûte (20-32 km) d'autre part. Comme on l'a vu, ces dernières sont mal contraintes tandis que la vitesse du manteau est obtenue avec une bonne résolution (figure 4.9). Ses variations au cours de l'inversion sont contrôlées par les données et entraînent un ajustement des vitesses dans les couches les plus profondes, moins sensibles aux données. La très légère anticorrélation qui apparaît dans le cas des pointés visuels entre la vitesse de la première couche et celle des couches 3 et 4 peut s'expliquer de la même manière, en invoquant le contraste entre la bonne résolution de ces couches par rapport à la distribution très étalée obtenue pour la première.

Construction d'un modèle de vitesse

Dans la procédure d'inversion, les séismes sont relocalisés à chaque étape, après le tirage au sort d'une valeur de vitesse. Les paramètres hypocentaux sont ainsi traités séparément et la partie non linéaire de l'inversion ne porte que sur les paramètres du modèle de vitesse. À chaque modèle de vitesse correspond néanmoins un jeu de localisations. Il est donc possible, comme nous le verrons à travers l'exemple du séisme de Lorient, d'exprimer la valeur des paramètres hypocentaux d'un séisme donné sous forme d'une distribution de probabilité marginale. Ce type de représentation devient cependant difficile à mettre en œuvre pour l'ensemble d'un jeu de données. La relocalisation finale des séismes étudiés sera donc effectuée à l'aide de Hypocenter, à partir d'un modèle de vitesse construit couche par couche, et la valeur de la vitesse dans chacune d'elle sera égale au mode de la distribution associée. Étant donné que les éléments de la matrice de covariance correspondant à chaque localisation sont donnés en sortie de Hypocenter, ils permettront d'exprimer chaque relocalisation avec l'ellipse d'incertitude qui lui est associée.

Les profils de distribution de probabilité marginale des modèles de vitesse obtenus pour les deux jeux de données sont représentés sur la figure 4.10. Les deux profils montrent une certaine similitude : ils sont tous deux caractérisés par une partie supérieure de la croûte (0-20 km) où la vitesse est à peu près constante et proche de 6 km/s, et par une partie inférieure de la croûte (20-32 km) où la vitesse augmente avec la profondeur. L'inversion d'un profil de vitesse continu dans la croûte permettrait tout d'abord d'éliminer la présence d'interfaces artificielles qui peuvent conduire à une mauvaise estimation des profondeurs focales. Elle conduirait de plus à diminuer le nombre de paramètres à déterminer, donc à augmenter le niveau de résolution du modèle.

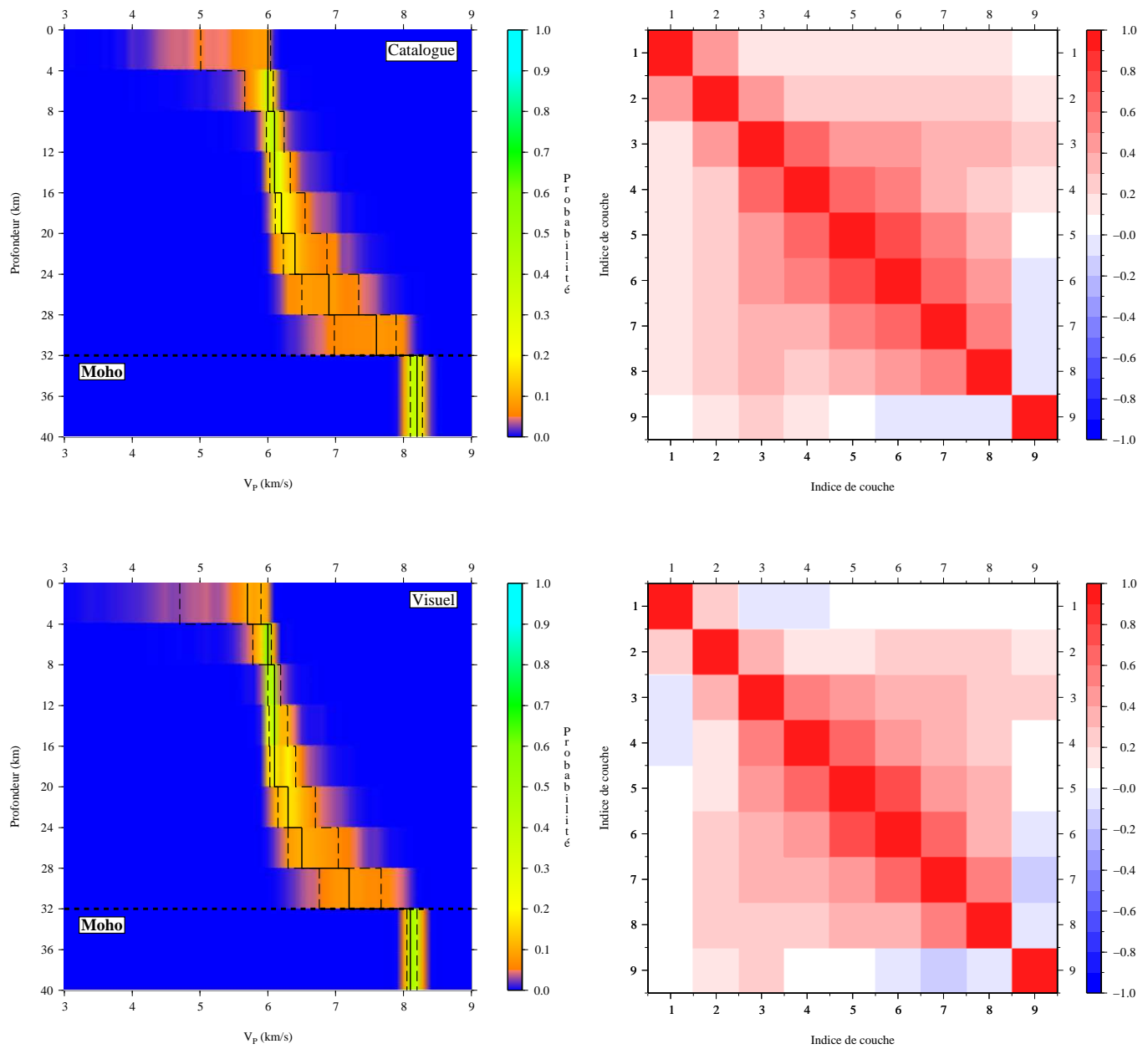


FIG. 4.10 – Profils de vitesse construits à partir des distributions de probabilité marginales (à gauche) et matrices de corrélation associées aux inversions (à droite). Les figures du haut concernent les données du catalogue, celles du bas les pointés visuels. Sur les profils de vitesse, le mode de la distribution est représenté en trait plein et l'intervalle de confiance $[mode - \sigma^- ; mode + \sigma^+]$ par les lignes en pointillé.

4.5.2 Relocalisations

Les deux modèles de vitesse ainsi construits ont ensuite été utilisés pour relocaliser les séismes de chacun des deux jeux de données (figure 4.13). Un poids a été affecté aux temps d'arrivée en fonction du type d'onde et de la distance entre l'épicentre et la station selon la règle décrite au paragraphe 4.4.3. D'autre part, la démarche d'exploration systématique des profondeurs de départ adoptée lors de la détermination du modèle de vitesse a également été retenue, mais avec un pas d'1 km plutôt que de 4 km, et pour des profondeurs comprises entre 0 et 40 km. Les temps d'arrivée à chaque station ont enfin été corrigés du résidu moyen observé à cette station.

Les localisations obtenues à partir des données issues du catalogue du BCSF permettront tout d'abord, par comparaison aux localisations fournies dans les bulletins, de souligner l'importance du modèle de vitesse sur les déterminations hypocentrales. L'amélioration apportée par les pointés de temps d'arrivée déterminés indépendamment sera d'autre part illustrée par comparaison des valeurs du *r.m.s.*, de l'erreur sur la profondeur mais aussi sur la localisation épiscopentrale, laquelle peut être estimée à partir de la surface des ellipses d'incertitude. Les éléments de la matrice de covariance donnée en sortie de Hypocenter pour chaque séisme relocalisé permettra de déterminer ces grandeurs.

Temps d'arrivée aux stations

Les hodochrones obtenues après relocalisation des deux jeux de données sont représentées sur la figure 4.12. Le nombre de temps d'arrivée pointés visuellement est inférieur à celui des pointés du catalogue. En particulier, les ondes S_g n'ont pas pu être identifiées clairement dans de nombreux cas. De même, au-delà de 150 km, la première arrivée est celle de l'onde P_n et l'onde P_g devient plus difficile à identifier. Pour cette raison, les hodochrones obtenues comportent un nombre de données moins élevé dans le cas des pointés visuels et les temps d'arrivée du catalogue peuvent sembler de meilleure qualité. La figure 4.11 révèle cependant que les résidus de temps d'arrivée aux stations, calculés comme la différence entre l'heure d'arrivée observée et l'heure d'arrivée théorique, apparaissent moins dispersés pour les phases identifiées visuellement que pour celles issues des catalogues, pour les ondes P comme pour les ondes S.

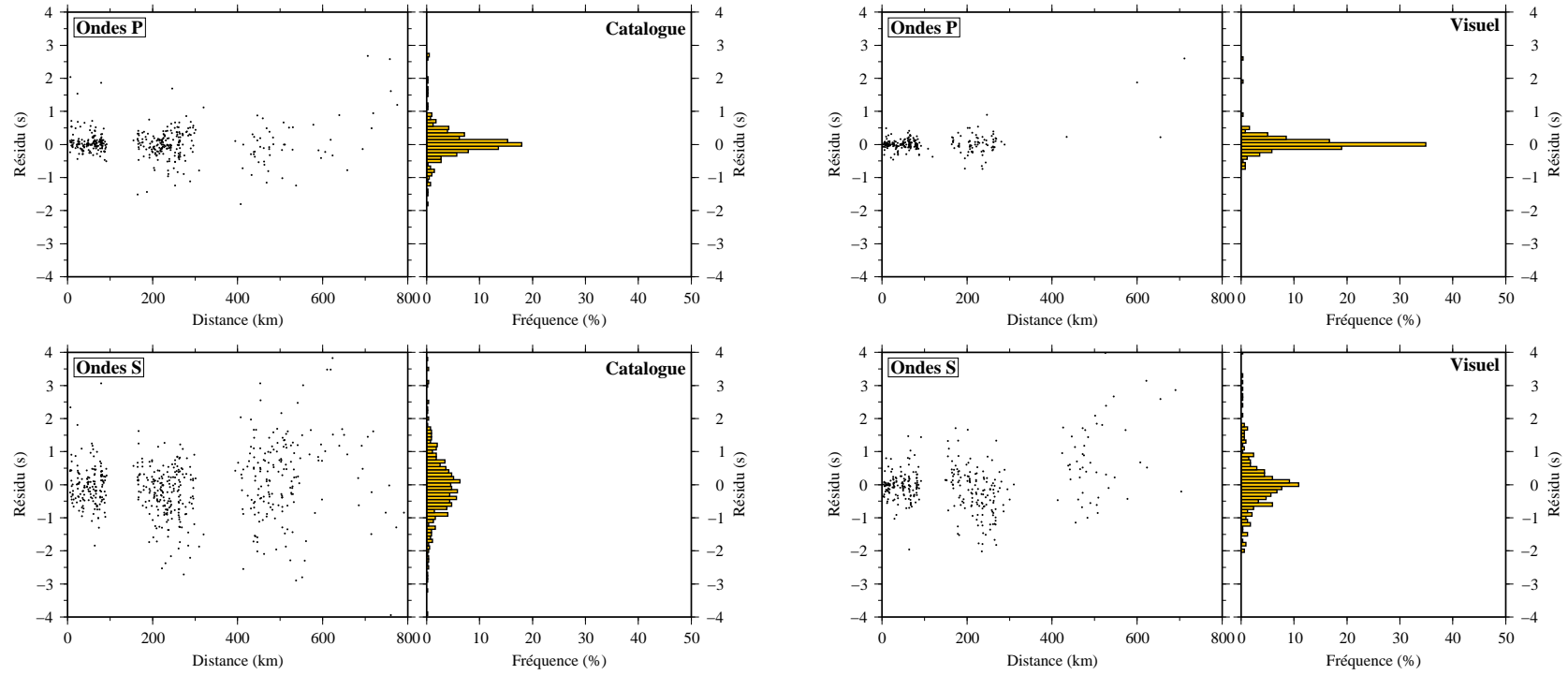


FIG. 4.11 – Représentation des résidus de temps d'arrivée aux stations en fonction de la distance et distribution associée, pour les ondes P et S, obtenus après relocalisation à partir des temps d'arrivée du catalogue et des pointés indépendants.

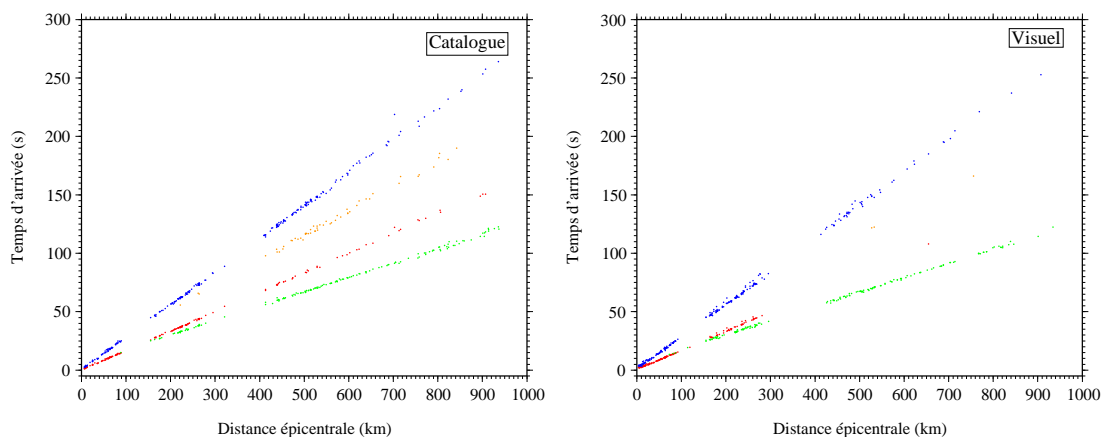


FIG. 4.12 – Comparaison des hodochrones obtenues après relocalisation des deux jeux de données.

Distribution épacentrale

Le catalogue du BCSF ne rapporte de temps d'arrivée que pour 73 des 84 séismes répertoriés dans le bulletin de localisation. La relocalisation effectuée à partir de ces temps d'arrivée en utilisant le modèle de vitesse qui en a été déduit, montre que ces événements sont plus focalisés que ne le laissait supposer la dispersion des localisations préliminaires (figure 4.13). Trois essais espacés d'une vingtaine de kilomètres apparaissent ainsi d'Est en Ouest le long du Cisaillement Sud-Armoricain : le premier au Nord du Golfe du Morbihan, le second à proximité de la zone épacentrale du séisme de Lorient du 30 septembre 2002 et le troisième au Nord-Est de la commune de Quimperlé. Le *r.m.s.* moyen associé à ces localisations est de 0,52 seconde. Les trois essais identifiés apparaissent également sur la carte de localisation obtenue à partir des pointés de temps d'arrivée indépendants (figure 4.13). La distribution des valeurs de *r.m.s.* obtenues pour chaque événement (figure 4.14) montre que ceux-ci sont inférieurs d'environ 0,1s à ceux obtenus avec les temps d'arrivée du catalogue. Le *r.m.s.* moyen est de 0,35 seconde, c'est-à-dire inférieur de 0,17 seconde à celui issu de la relocalisation précédente. Les temps d'arrivée théoriques sont donc ici en meilleur accord avec les temps d'arrivée observés. Par contre la précision obtenue sur la localisation épacentrale est du même ordre dans les deux cas puisque les histogrammes de fréquence cumulée des surfaces d'ellipses montrent une tendance identique. Sur les cartes de la figure 4.13, seuls sont représentés les séismes dont l'incertitude ($\sigma_{95\%}$) sur la localisation épacentrale est inférieure à 10 km : dans les deux cas ceux-ci représentent la moitié des événements reportés initialement dans le bulletin.

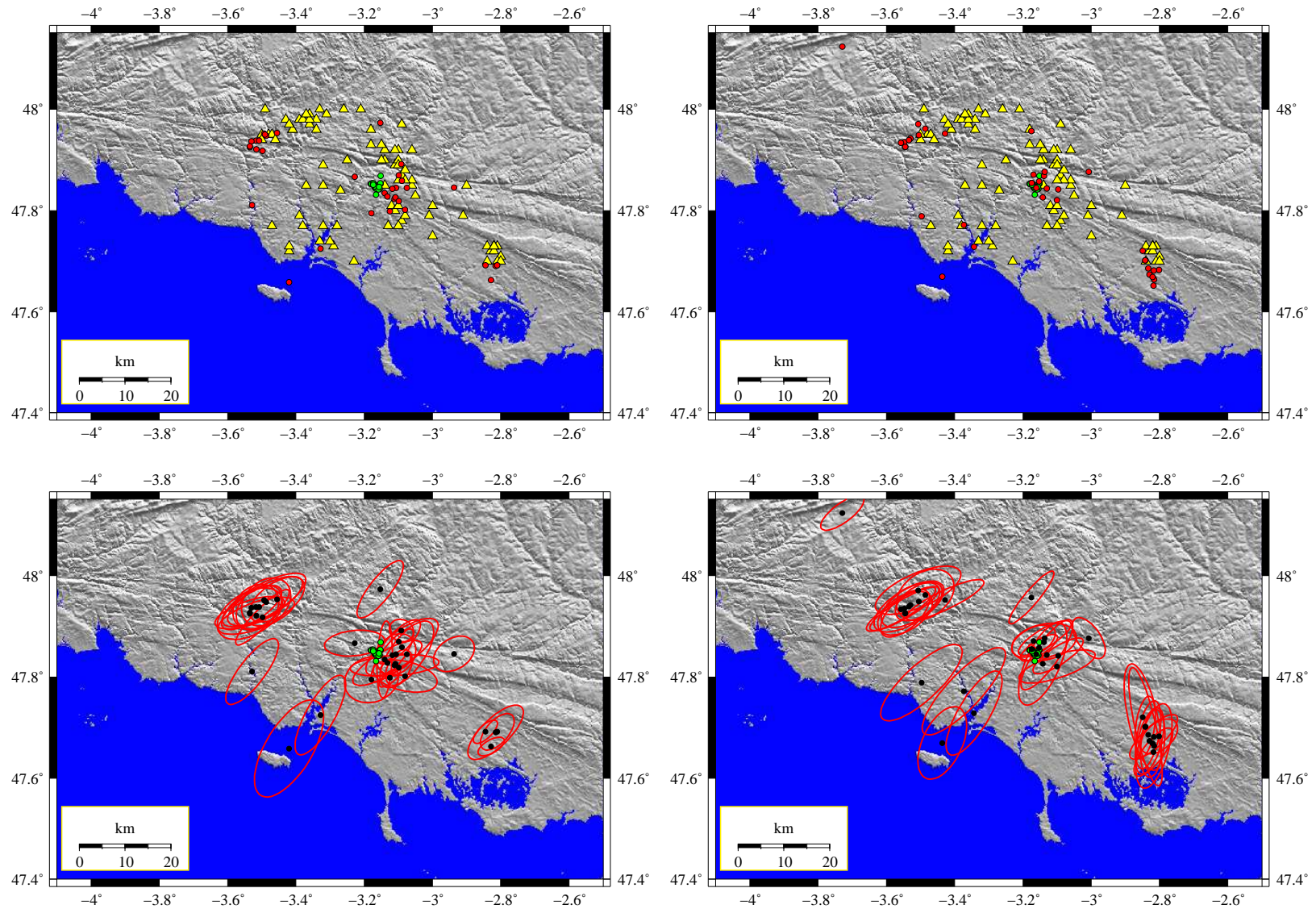


FIG. 4.13 – En haut : comparaison entre les localisations du bulletin du BCSF (triangles jaunes) et les relocalisations effectuées (cercles rouges) à partir des temps d'arrivée du catalogue (à gauche) et des pointés visuels (à droite). En bas : Relocalisations et ellipses d'incertitude associées. Sur les quatre figures, seuls sont représentés les événements dont l'incertitude sur la localisation épacentrale est inférieure à 10 km. Cercles verts : répliques du séisme du 30 septembre 2002.

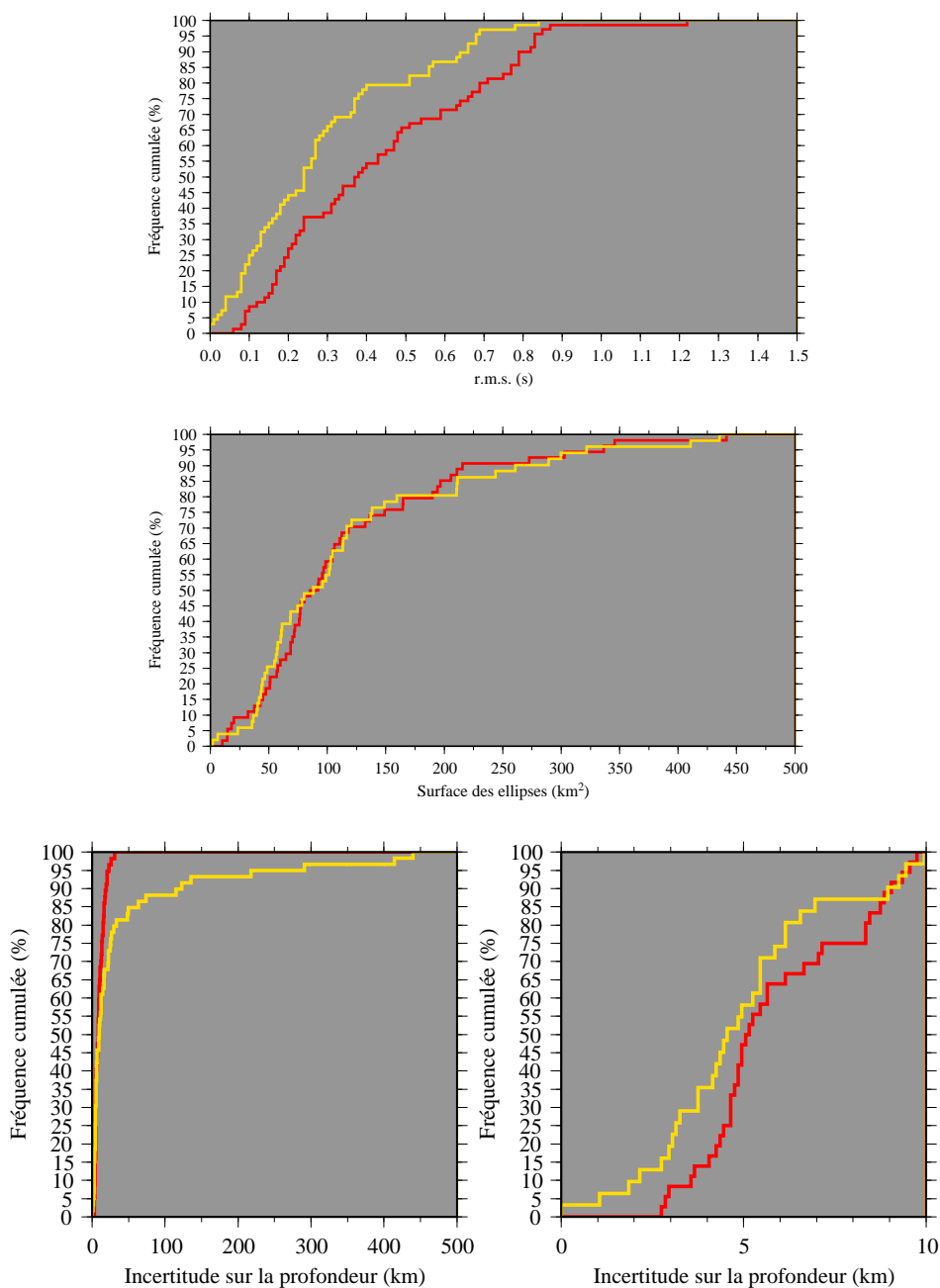


FIG. 4.14 – Comparaison des distributions des valeurs de *r.m.s.* (en haut), de surface des ellipses (au centre) et d'incertitude sur la profondeur (en bas), obtenues après relocalisation des séismes à partir des temps d'arrivée du catalogue (en rouge) et à partir des pointés visuels (en orange). Les histogrammes du bas sont représentés pour l'ensemble des événements (à gauche) et plus particulièrement pour ceux dont l'incertitude sur la profondeur est inférieure à 10 km (à droite).

Profondeur des sources

Certaines valeurs d'incertitude sur la profondeur peuvent s'avérer très élevées dans le cas des pointés visuels (figure 4.14). En effet cette incertitude est supérieure à 50 km dans près de 20 % des cas alors qu'avec les pointés du catalogue, 100 % des séismes sont relocalisés avec une incertitude inférieure à 50 km. Cependant, les séismes pour lesquels l'incertitude sur ce paramètre est inférieure à 10 km sont obtenus avec une fréquence plus élevée dans le cas des pointés visuels, la différence observée pouvant atteindre 15 à 20 % (figure 4.14). Une telle précision paraît tout à fait acceptable compte tenu des faibles magnitudes enregistrées et d'une couverture instrumentale peu développée dans cette région.

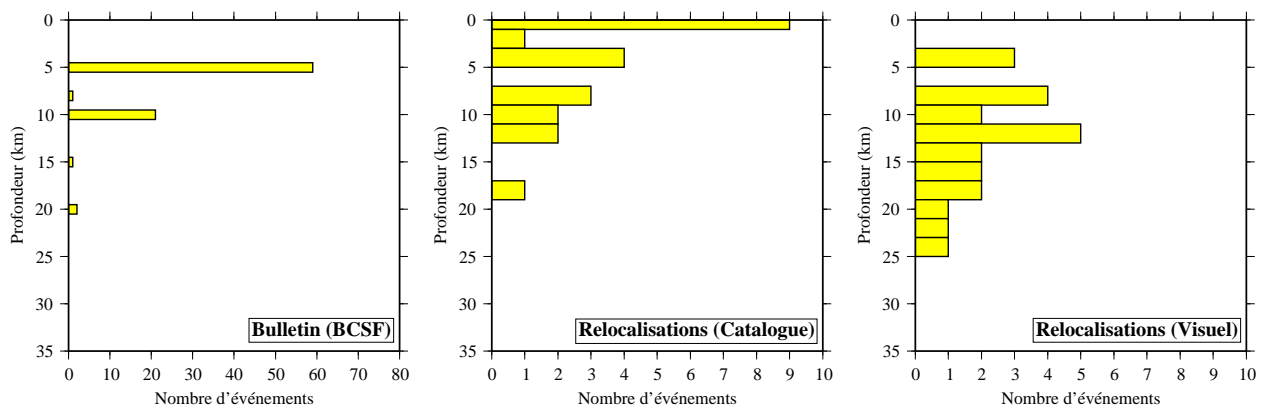


FIG. 4.15 – Profondeur des séismes dans la région d'étude, selon le bulletin du BCSF (figure de gauche) et après relocalisation par inversion des temps d'arrivée du catalogue.

Les profondeurs fournies dans les bulletins délivrent une image discontinue de la distribution des séismes en profondeur. Celle-ci se trouve nettement modifiée après relocalisation. La figure 4.15 présente la distribution des profondeurs focales reportées dans le bulletin du BCSF, ainsi que celles obtenues à partir des deux jeux de données. Seuls sont considérés les événements dont l'incertitude $\sigma_{95\%}$ est inférieure à 10 km en longitude, en latitude et en profondeur, ce qui correspond à 23 événements dans les deux cas. L'inversion des temps d'arrivée du catalogue indique une sismicité très superficielle, avec 14 événements localisés à moins de 5 km de profondeur. Celle-ci apparaît d'autre part limitée aux 20 premiers kilomètres. L'inversion des temps d'arrivée pointés visuellement met quant à elle en évidence une distribution essentiellement comprise entre 4 et 12 km, et un nombre d'événements qui décroît ensuite jusqu'à 25 km, profondeur à partir de laquelle aucun séisme n'est plus identifié.

Relocalisation du séisme de Lorient

Le séisme du 30 septembre 2002 a pu être localisé indirectement avec une bonne précision grâce à l'étude de ses répliques (voir chapitre précédent) et peut donc être utilisé pour tester à la fois la pertinence des modèles de vitesse obtenus, la précision des pointés et enfin la validité des localisations effectuées. La relocalisation de tous les événements a été accomplie à chaque pas de la marche aléatoire. L'ensemble des localisations obtenues pour le séisme de Lorient à partir des modèles retenus permet de représenter la distribution marginale à deux dimensions associée à sa localisation épiscopentrale. Les distributions relatives à l'inversion des données du catalogue ainsi que des pointés visuels sont représentées par les histogrammes de la figure 4.16. Ceux-ci sont construits à partir de la totalité des localisations effectuées pour cet événement au cours de la marche aléatoire, après la phase de *burn in*. Sur cette même figure, un sous-échantillon de cette population de localisations est également représenté pour les deux jeux de données. Il a été obtenu en sélectionnant des modèles suffisamment espacés pour être décorrélés : d'après les figures 4.7 et 4.8, un espacement de 1500 itérations entre les modèles paraît suffisant.

Les localisations obtenues avec les temps d'arrivée du catalogue se répartissent sur une zone orientée WNW-ESE, de 30 de kilomètres de long sur 5 de large. Celle-ci montre une plus faible dispersion dans le cas des pointés visuels, puisqu'elle occupe un espace de 15 km sur 5, orienté selon la même direction. Le mode de cette distribution est d'autre part associé à une probabilité marginale d'environ 17 %, ce qui représente plus de deux fois celle associée au mode de la distribution obtenue avec les données du catalogue qui est de 8 %.

La position de l'épicentre relocalisé à partir du modèle de vitesse modal déduit de l'inversion est indiqué sur la figure 4.17 par une étoile rouge accompagnée de son ellipse d'incertitude à 2σ . La localisation obtenue à partir de ce modèle n'est pas nécessairement confondue avec le mode de la distribution épiscopentrale 2D, comme on peut le remarquer pour les données du catalogue. L'ellipse à 2σ inclut cependant la région de probabilité marginale maximale (figure 4.19) ainsi que la zone affectée par les répliques dans les deux cas (figures 4.17 et 4.19). Le modèle de vitesse modal obtenu par inversion des temps d'arrivée pour les séismes d'une région donnée semble donc conduire à des déterminations épiscopentrals de bonne qualité.

La figure 4.18 permet de comparer les distributions marginales 1D sur la longitude, la latitude et la profondeur pour les deux jeux de données et de vérifier que les pointés visuels fournissent la localisation la plus précise. Les modes des deux distributions 2D, longitude-profondeur et latitude-profondeur, indiquent une profondeur de 4 km, alors que la profondeur attendue d'après la position des répliques est comprise entre 12 et 13 km. Les distributions relatives aux pointés visuels sont quant à elles caractérisées par un mode situé entre 8 et 14 km. La localisation obtenue avec ces données semble donc de meilleure qualité. La comparaison des matrices de corrélation (tableaux 4.3 et 4.4) indique en outre que l'utilisation des pointés visuels permet de diminuer de 30 % la corrélation entre la longitude et la latitude, de 60 % la corrélation entre la profondeur et les

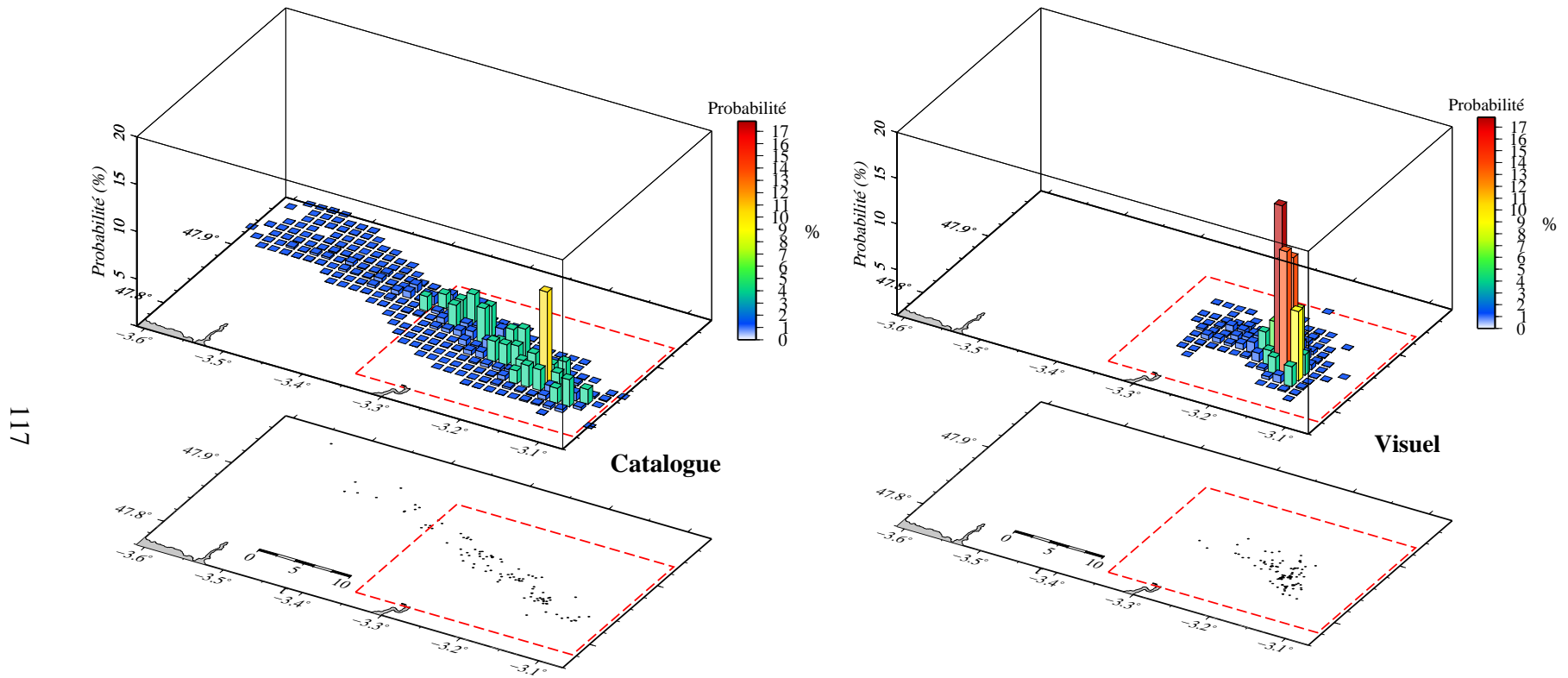
paramètres épicaux (longitude, latitude) et de 20 % la corrélation entre profondeur et heure origine. La relocalisation effectuée avec le modèle de vitesse modal déterminé se situe à une profondeur de 0,5 km dans le cas des données du catalogue, à 13,5 km avec les pointés visuels (tableau 4.5). Le premier jeu de données donne par ailleurs un *r.m.s.* extrêmement élevé (1,20 s). Celui de 0,24 s obtenu pour la relocalisation effectuée à partir des pointés visuels conduit ainsi à une amélioration d'un facteur 6 sur ce paramètre.

	Longitude	Latitude	Profondeur	Heure Origine
Longitude	1.000	-0.926	-0.452	0.724
Latitude	-0.926	1.000	0.450	-0.580
Profondeur	-0.452	0.450	1.000	-0.409
Heure Origine	0.724	-0.580	-0.409	1.000

TAB. 4.3 – Matrice de corrélation des paramètres hypocentaux associés aux localisations obtenues pour le séisme de Lorient au cours de la marche aléatoire, lors de l'inversion des temps d'arrivée du catalogue.

	Longitude	Latitude	Profondeur	Heure Origine
Longitude	1.000	-0.616	-0.409	0.309
Latitude	-0.616	1.000	0.181	0.258
Profondeur	-0.409	0.181	1.000	-0.329
Heure Origine	0.309	0.258	-0.329	1.000

TAB. 4.4 – Matrice de corrélation des paramètres hypocentaux associés aux localisations obtenues pour le séisme de Lorient au cours de la marche aléatoire, lors de l'inversion des pointés visuels.



117

FIG. 4.16 – Histogrammes représentant les distributions marginales 2D a posteriori sur la localisation épacentrale du séisme de Lorient (figures du haut). Ceux-ci sont construits à partir de la totalité des localisations obtenues pour cet événement au cours de l'inversion des temps d'arrivée du catalogue et de ceux pointés visuellement, après la phase de burn in. Les figures du bas présentent pour chaque jeu de données un sous-échantillon de cette distribution a posteriori, obtenu en sélectionnant des localisations effectuées avec des modèles de vitesse espacés de 1500 itérations. Un tel sous-échantillonnage permet de ne considérer que des modèles décorrélés. Le cadre en pointillé rouge correspond à celui de la figure 4.17.

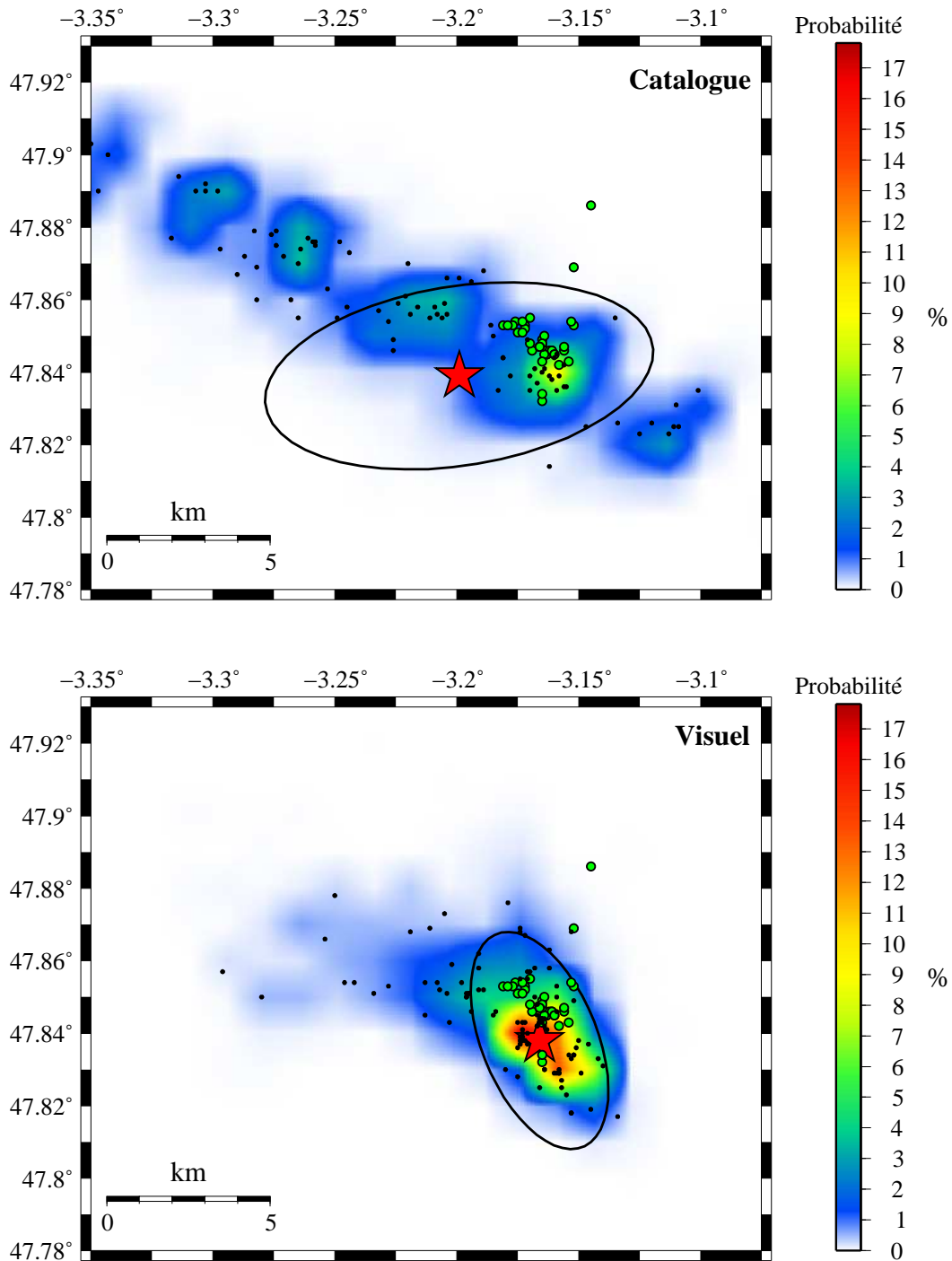


FIG. 4.17 – Représentation d'un échantillon de localisations épicentrales indépendantes (points noirs) obtenues pour le séisme de Lorient par la sélection de modèles de vitesse suffisamment espacés (1500 pas) parmi ceux retenus au cours de la procédure d'inversion, à partir des deux jeux de données. Le fond de la carte est une version lissée de la distribution marginale 2D représentée sur la figure 4.16. La localisation épicentrale obtenue pour cet événement à partir du modèle de vitesse modal est indiquée par une étoile rouge accompagnée de son ellipse d'incertitude à 2σ . Les cercles verts correspondent quant à eux aux répliques du séisme de Lorient.

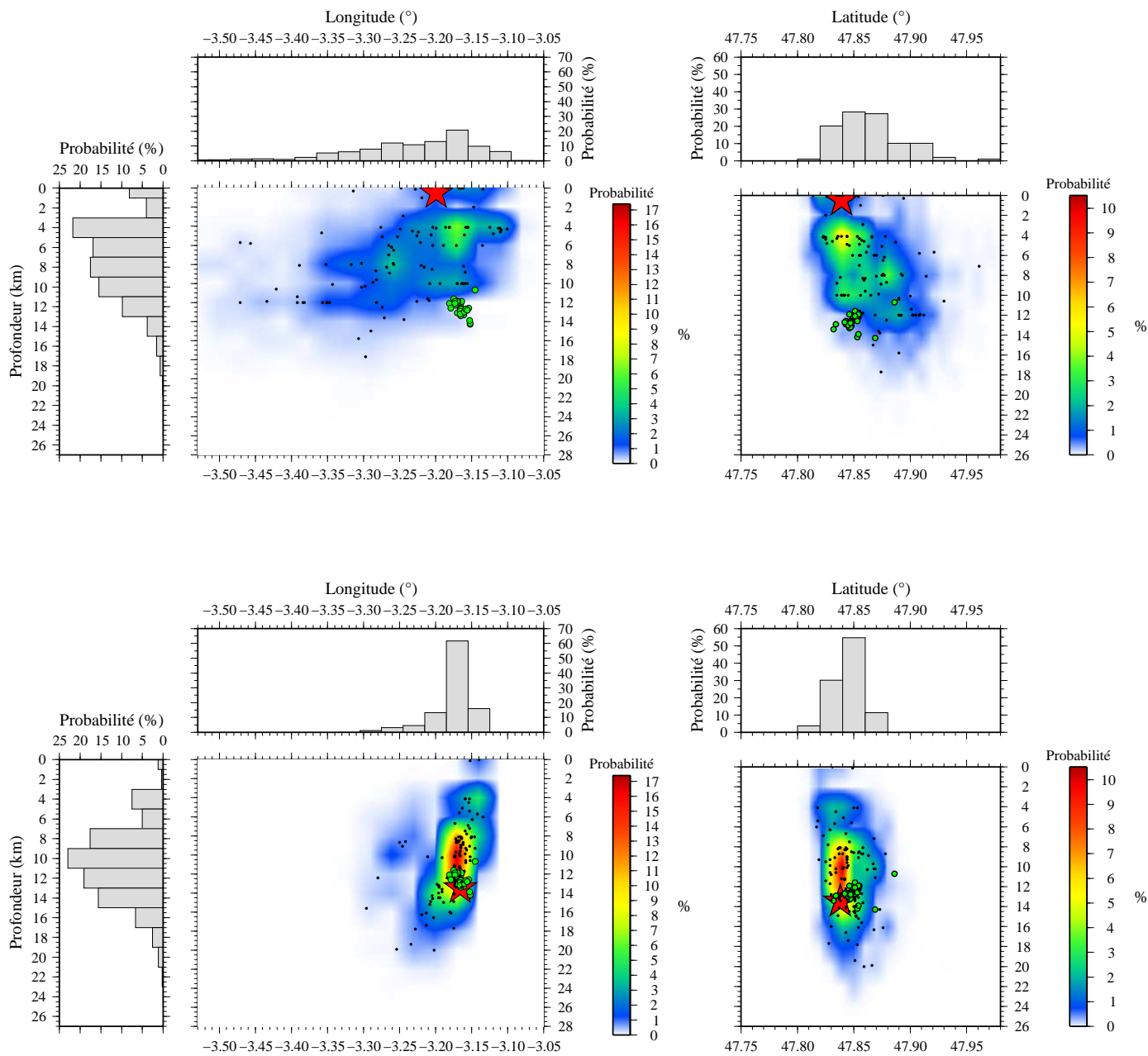


FIG. 4.18 – Distributions marginales 2D longitude-profondeur (à gauche) et latitude-profondeur (à droite) obtenues à partir des localisations du séisme de Lorient du 30 septembre 2002. Les deux figures du haut concernent les pointés du catalogue du BCSF, celles du bas les pointés visuels effectués au cours de ce travail. Pour chaque paramètre, les histogrammes de probabilité marginale 1D sont également représentés sur les côtés correspondants et les localisations des répliques sont indiquées par les cercles verts. La relocalisation du choc principal à partir du modèle de vitesse modal est également représentée pour les deux jeux de données par une étoile rouge et son ellipse d'incertitude associée.

	Longitude (°W)	Latitude (°N)	Profondeur (km)	<i>r.m.s.</i> (s)	$2\sigma_{Lon}$ (km)	$2\sigma_{Lat}$ (km)	$2\sigma_z$ (km)
Catalogue	3,199	47,839	0,5	1,20	6,0	3,0	4,1
Pointés visuels	3,166	47,838	13,5	0,24	2,8	2,4	2,8

TAB. 4.5 – Paramètres de la localisation du séisme de Lorient obtenues à partir des pointés de temps d'arrivée du catalogue et déterminés visuellement.

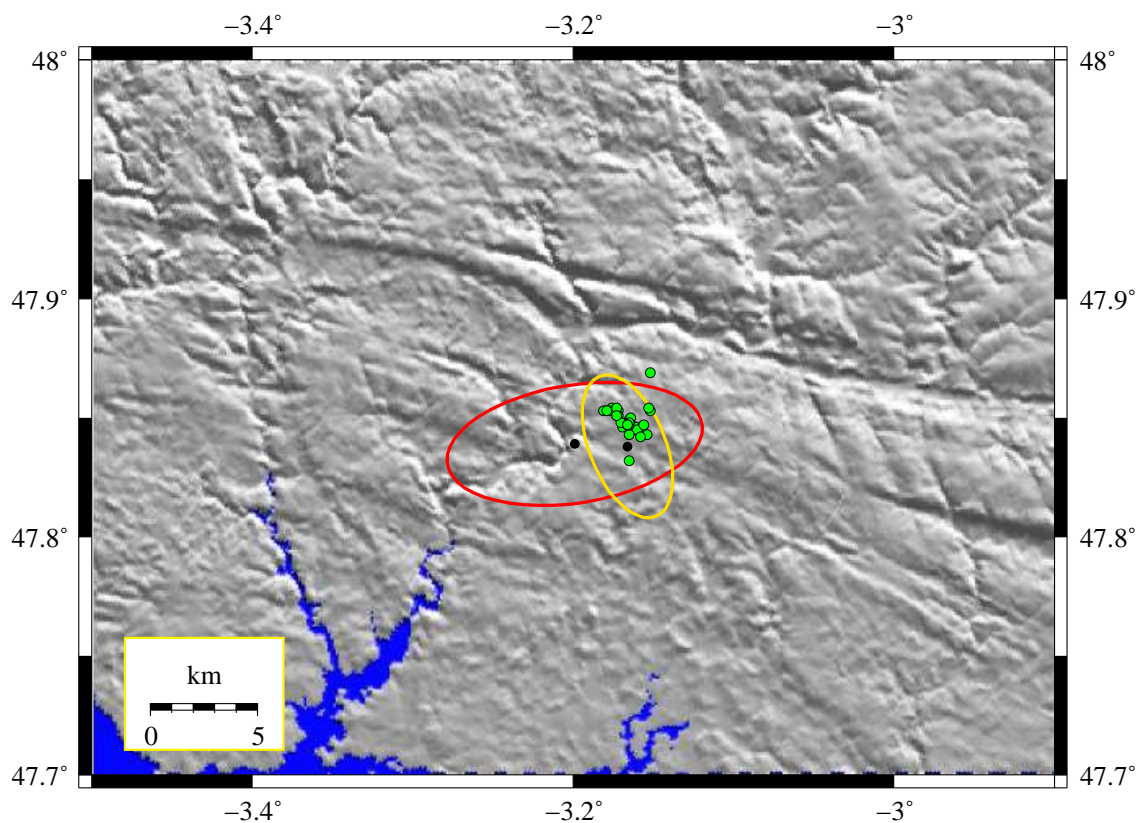


FIG. 4.19 – Comparaison des relocalisations obtenues pour le séisme de Lorient du 30 septembre 2002, dont les répliques sont représentées par des cercles verts, à partir des temps d'arrivée des catalogues (ellipse rouge) et des pointés indépendants (ellipse orange).

4.6 Discussion

L'application de la méthode d'inversion présentée dans la première partie de ce chapitre aux séismes de la région de Lorient a tout d'abord permis de montrer qu'elle pouvait être utilisée pour déterminer un modèle de vitesse adapté à une région donnée, à partir des temps d'arrivée disponibles dans les catalogues. Les relocalisations produites diffèrent nettement de celles des bulletins : elles conduisent à une distribution moins diffuse de la sismicité locale et mettent en évidence des essais sismiques que les localisations préliminaires ne permettaient pas d'identifier. La distribution en profondeur des événements relocalisés délivre de plus une image plus précise de la zone sismogène que celle déduite de déterminations hypocentrales pour lesquelles la profondeur a été fixée lors de la procédure de localisation.

L'utilisation de pointés de temps d'arrivée déterminés visuellement sur les sismogrammes disponibles apparaît toutefois nécessaire. Dans le cas présenté, elle a tout d'abord permis d'obtenir un *r.m.s.* moyen (c'est-à-dire calculé à partir de toutes les localisations) inférieur, de même qu'une meilleure distribution des *r.m.s.* calculés pour chaque événement considéré individuellement. Les résidus de temps d'arrivée aux stations montrent d'autre part une distribution plus étroite autour de zéro, pour les ondes *P* aussi bien que pour les ondes *S*. Il apparaît que la relocalisation du séisme de Lorient du 30 septembre 2002 à partir des temps d'arrivée du catalogue, s'il est vrai qu'elle fournit une information tout à fait convenable sur la localisation épiscopentrale, ne permet pas d'obtenir une profondeur correcte pour cet événement, tandis que la profondeur issue de l'inversion des temps d'arrivée pointés indépendamment est de l'ordre de celle attendue d'après la localisation de ses répliques (Perrot *et al.* (2005)).

Concernant la méthode d'inversion du modèle de vitesse, l'utilisation du logiciel Hypocenter reste discutable. En effet, en ceci qu'il consiste en une inversion du problème linéarisé et qu'il implique des étapes d'inversion de matrice, il est potentiellement sujet à l'instabilité. Son fonctionnement repose d'autre part sur la définition de nombreux paramètres en entrée, dont quelques modifications peuvent conduire à des variations de la localisation finale ou du *r.m.s.*. Il serait donc préférable de réaliser une inversion non linéaire complète, c'est-à-dire des paramètres hypocentaux comme du modèle de vitesse, ce qui serait notamment plus efficace que l'exploration systématique des profondeurs effectuée ici. Il pourrait par ailleurs s'avérer judicieux d'inverser à la fois la vitesse des ondes *P* et des ondes *S* dans chaque couche plutôt que d'imposer le rapport V_P/V_S sur l'ensemble du profil. Le nombre et l'épaisseur des couches du modèle, fixés dans la procédure d'inversion présentée, pourraient tout à fait être considérés comme des inconnues et intégrés à l'espace des paramètres à inverser (p.e. Malinverno (2002)). Afin de retrouver les avantages d'algorithmes de type Joint Epicentre (ou Hypocenter) Determination (Douglas (1967)), l'inversion pourrait également concerner les valeurs de résidu aux stations, ce qui permettrait de prendre en compte les variations latérales de vitesse. Des paramètres supplémentaires peuvent ainsi être ajoutés, en nombre indéfini mais néanmoins limité par le nombre de données, facteur principal

du contrôle de la résolution des paramètres par l'inversion.

Ces améliorations pourront donc faire l'objet de développements ultérieurs du code d'inversion. Toutefois, compte tenu des résultats positifs obtenus pour la région de Lorient, c'est en l'état qu'il sera appliqué au Massif Armoricaïn dans la suite de ce travail.

Chapitre 5

Relocalisation des séismes du Massif Armoricaïn

L'examen visuel de la totalité des sismogrammes enregistrés par les stations des réseaux de surveillance sismique (essentiellement le LDG et le RéNaSS), préalablement corrigés de l'effet FIR dans le cas des stations du LDG, a permis de déterminer de manière indépendante les temps d'arrivée d'onde P et S pour chaque événement. Cette étape a ainsi permis de s'affranchir de pointés erronés et de disposer d'une base de données fiable et homogène. À cette première étape succède la détermination d'un modèle de vitesse approprié pour la zone d'étude. L'efficacité de l'algorithme d'inversion mis en oeuvre au cours de ce travail a pu être illustrée au chapitre précédent par application à la région de Lorient. Les modèles de vitesse obtenus permettent d'améliorer significativement la qualité des localisations par rapport à celles dispensées par les bulletins, en diminuant tout d'abord le caractère diffus de la distribution épacentrale, en permettant d'autre part une meilleure estimation de la profondeur des séismes relocalisés. Dans ce chapitre, cette méthode est appliquée à l'ensemble des temps d'arrivée pointés visuellement pour déterminer les paramètres d'une structure de vitesse adaptée au Massif Armoricaïn et proposer de nouvelles déterminations hypocentrales pour les séismes étudiés.

5.1 Modèles de vitesse

5.1.1 Partition de la zone d'étude

Plutôt que de rechercher un modèle de vitesse unique pour le Massif Armoricaïn, il est apparu nécessaire de procéder à sa partition en sous-régions, et de ne déterminer qu'ensuite un modèle de vitesse adapté pour chacune d'elles. En effet, il n'est pas acquis par exemple que la structure crustale de vitesse du Cotentin soit identique à celle des Charentes ou de la Bretagne occidentale. De plus, l'hypothèse d'un modèle 1D ne permet pas de rendre compte des variations

latérales de vitesse, notamment dans le manteau. Cependant, si la distance inter-événements est faible, la perturbation de temps de propagation occasionnée par les hétérogénéités du milieu traversé doit être de même ordre, à une station donnée, pour tous les événements, et l'assignation d'un résidu systématique aux stations peut permettre dans ce cas de corriger dans une certaine mesure les éventuels effets d'anisotropie. En revanche si la distance entre les séismes est élevée, les hétérogénéités échantillonnées en seront nécessairement différentes, et la correction aux stations d'autant moins pertinente.

La définition de sous-domaines paraît donc indispensable, mais chacun d'eux doit comporter un nombre suffisant de données de temps d'arrivée — donc de séismes — pour contraindre la valeur de la vitesse dans les différentes couches du modèle. Un compromis consiste donc à définir des régions peu étendues dans lesquelles se sont produits de nombreux séismes. Le découpage effectué dans le Massif Armoricaïn (figure 5.1) reflète ce compromis.

5.1.2 Définition des sous-régions

La région a tout d'abord été divisée en zones rectangulaires de 1° de latitude sur $1,5^\circ$ de longitude (i.e. d'environ 100 km de côté), puis certaines de ces zones ont été rassemblées, afin qu'à toutes soit associé un nombre de séismes équivalent (tableau 5.1). La base de données d'enregistrements concerne 1537 événements, survenus entre janvier 1980 et avril 2004. La région a ainsi été divisée en 11 zones, contenant chacune entre 80 et 200 séismes.

La zone A correspond essentiellement au Golfe de Gascogne et inclut dans sa partie NE une partie du Marais Breton-Vendéen.

La zone B comprend la partie nord du Plateau Continental Armoricaïn et la Bretagne méridionale, entre la Baie d'Audierne et la Presqu'île de Quiberon. On peut y suivre les branches nord et sud du Cisaillement Sud-Armoricaïn depuis la Pointe-du-Raz jusqu'aux Landes de Lanvaux.

La zone C englobe la Bretagne occidentale (Montagnes Noires, Bassin de Châteaulin, Léon et Trégor) et une partie de la Manche, depuis la Pointe-du-Raz (Bretagne) au Sud jusqu'à la Pointe du Lizard (Royaume-Uni) au Nord. Elle est limitée à l'Est par une ligne joignant Paimpol à Pontivy.

La zone D comprend les îles anglo-normandes, le Cotentin et la Baie de Seine dans sa partie nord, ainsi que le Bocage Normand (Normandie et Maine) dans sa partie sud-est.

La zone E, regroupe la Bretagne centrale et le Golfe de Saint-Malo (baies de Saint-Brieuc et du Mont-Saint-Michel). Elle s'étend depuis une ligne Rennes-Pontivy au Sud jusqu'à une ligne Bréhat-Coutances au Nord, et se trouve traversée d'Ouest en Est par le Cisaillement Nord-Armoricaïn.

La zone F constitue un domaine compris entre Quiberon et Noirmoutier ; on y suit les branches nord et sud du Cisaillement Sud-Armoricaïn depuis les Landes de Lanvaux jusqu'à la partie occidentale de la nappe de Champtoceaux et des synclinaux du Sud de Rennes.

La zone G est quant à elle localisée au niveau de la vallée de la Loire, entre Nantes et Saumur. Elle comprend la partie orientale des synclinaux du Sud de Rennes et de la nappe de Champtoceaux, ainsi que la région des Mauges (Choletais).

La zone H, traversée par les vallées de la Creuse et de la Vienne, regroupe le Sud de la Vendée et le Nord des Charentes et se situe ainsi à la limite entre le Massif Armoricaïn et le Bassin Aquitain.

La zone I délimite une région comprise du Nord au Sud entre le Nord de l'Île d'Oléron et Bordeaux, et d'Ouest en Est entre Oléron et Limoges. Elle comprend la vallée de la Charente et l'estuaire de la Gironde, ainsi que le Périgord et une partie du Limousin.

La zone J correspond au Seuil du Poitou, entre le Massif Central et le Massif Armoricaïn, et comprend une partie des vallées de la Creuse et de la Vienne.

Enfin **la zone K**, située dans la partie la plus orientale de la région étudiée, s'étend depuis le Seuil du Poitou jusqu'au Pays de Caux. Elle se compose de la Touraine, du Perche et de la partie orientale de la Normandie, et marque la frontière entre le Massif Armoricaïn et le Bassin Parisien.

Zone	Nombre				
	de séismes (Bulletin)	nP_g	nS_g	nP_n	nS_n
A	106	437	592	427	14
B	183	577	719	477	13
C	129	419	559	254	29
D	156	586	711	213	7
E	152	612	676	104	4
F	172	754	821	320	5
G	156	822	1018	281	4
H	173	943	1276	547	7
I	111	544	672	264	2
J	114	616	903	148	5
K	85	403	541	234	0

TAB. 5.1 – Tableau récapitulatif de la partition du Massif Armoricaïn en 11 zones. Le nombre de séismes reportés pour chaque zone dans le bulletin du BCSF est indiqué, ainsi que le nombre des pointés d'onde P_g , S_g , P_n et S_n inversés pour la détermination du modèle de vitesse correspondant.

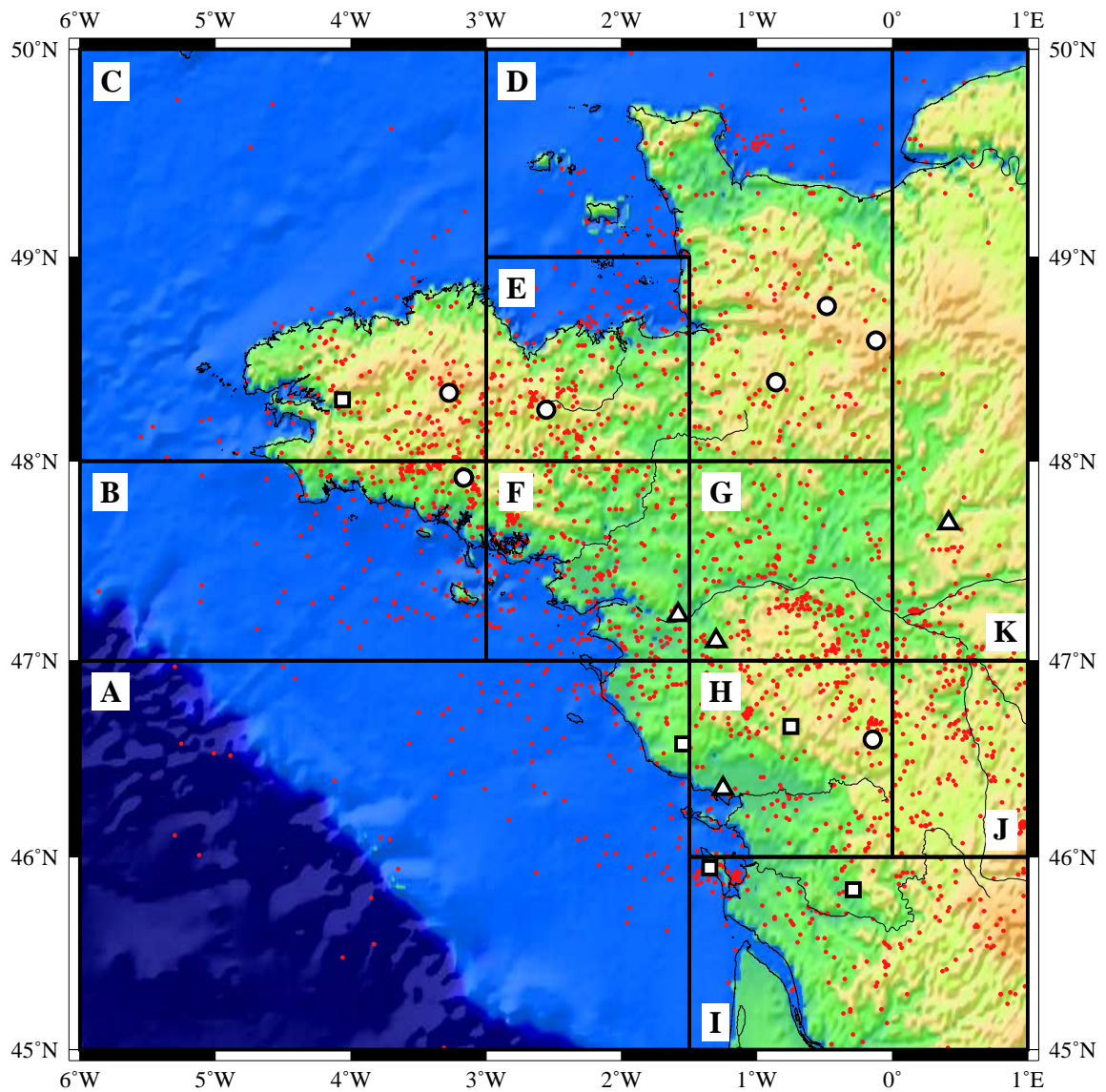


FIG. 5.1 – Partition du Massif Armoricain en 11 zones (de A à K) comportant chacune entre 100 et 200 séismes (points rouges). Les stations sismologiques du LDG (cercles blancs), du RéNaSS (carrés blancs) et du Réseau Sismo des Écoles des Pays de la Loire (triangles blancs) sont représentées.

5.1.3 Résultats de l'inversion

Les résultats obtenus sont reportés sur la figure 5.2. Pour chaque zone, le profil de vitesse modal et l'intervalle de confiance associé $[V_{mode} - \sigma^-; V_{mode} + \sigma^+]$ sont représentés, ainsi que la valeur des éléments de la matrice de corrélation déduite de l'inversion. La valeur du mode de la vitesse de chaque couche est reportée pour chaque zone dans le tableau 5.2. Elle est accompagnée de l'écart type moyen $\bar{\sigma}$ et de la probabilité marginale associés à ce mode. Pour une région et une couche données, $\bar{\sigma}$ représente l'écart type moyen des valeurs retenues au cours de la marche aléatoire par rapport au mode de la distribution marginale correspondante : sa valeur est égale à la moyenne des écarts types à droite et à gauche σ^+ et σ^- . Au premier ordre, les modèles de vitesse obtenus présentent des caractéristiques similaires dans toutes les sous-régions définies.

Vitesse dans la croûte

Dans les limites de leurs intervalles d'incertitude, ces modèles suggèrent que la croûte peut être divisée en une partie supérieure où la vitesse est quasiment constante et de l'ordre de 6,0 km/s (jusqu'à 16 à 20 km de profondeur suivant les cas) et une partie inférieure où le gradient de vitesse est plus marqué. Ces profils laissent également envisager une augmentation continue de la vitesse en fonction de la profondeur depuis la surface jusqu'au Moho. Comme dans le cas de la région de Lorient, les trois couches comprises entre 4 et 16 km de profondeur apparaissent mieux résolues par les données que les couches les plus profondes de la croûte, pour lesquelles la valeur de $\bar{\sigma}$ est généralement deux fois supérieure et la probabilité marginale associée au mode de deux à cinq fois moindre.

La vitesse de la première couche est mal contrainte par les données et présente fréquemment des distributions très étalées et dissymétriques. La probabilité associée au mode est inférieure à 30 % dans la plupart des cas, avec un écart type moyen supérieur à 0,40 km/s. Seules les régions A et D font exception, avec un mode de probabilité marginale supérieure à 40 % et un écart type inférieur à 0,15 km/s. Malgré une résolution relativement médiocre dans cette couche, la valeur modale de la vitesse est invariablement égale à 6,0 ou 6,1 km/s. Seule la zone I déroge à cette règle, avec une vitesse de 5,2 km/s. La figure 5.2 montre que même en tenant compte de l'écart type associé, la différence de vitesse par rapport aux autres sous-régions est sans équivoque. Or cette zone, située au Sud du Massif Armoricaïn, comprend une partie du Bassin Aquitain. Une telle vitesse reflète donc vraisemblablement la présence de terrains sédimentaires en surface dans cette région, ceux-ci étant caractérisés par des vitesses d'onde P inférieures à celles obtenues en région de socle.

Vitesse des ondes P_n

La vitesse des ondes P_n montrent un très bon niveau de résolution pour les zones de A à F, avec une probabilité associée au mode supérieure à 40 % et un écart type moyen inférieur à 0,10 km/s.

Pour les modèles de G à K, en revanche, le mode accuse une probabilité inférieure à 35 % et un écart type moyen compris entre 0,10 et 0,15 km/s. Enfin, dans tous les cas la vitesse des ondes P_n reste comprise entre 7,9 km/s (zone G) et 8,2 km/s (zone D).

Corrélation entre les vitesses des différentes couches

Les matrices de corrélation, par comparaison à celle obtenue par simple tirage au sort dans l'espace des modèles selon la seule information *a priori*, permettent de vérifier que les données conduisent à une diminution de la corrélation entre les paramètres. La légère anticorrélation décrite lors de l'inversion des données de la région de Lorient entre la vitesse des ondes P_n et celle des couches les plus profondes de la croûte est de nouveau observée ici, pour toutes les sous-régions.

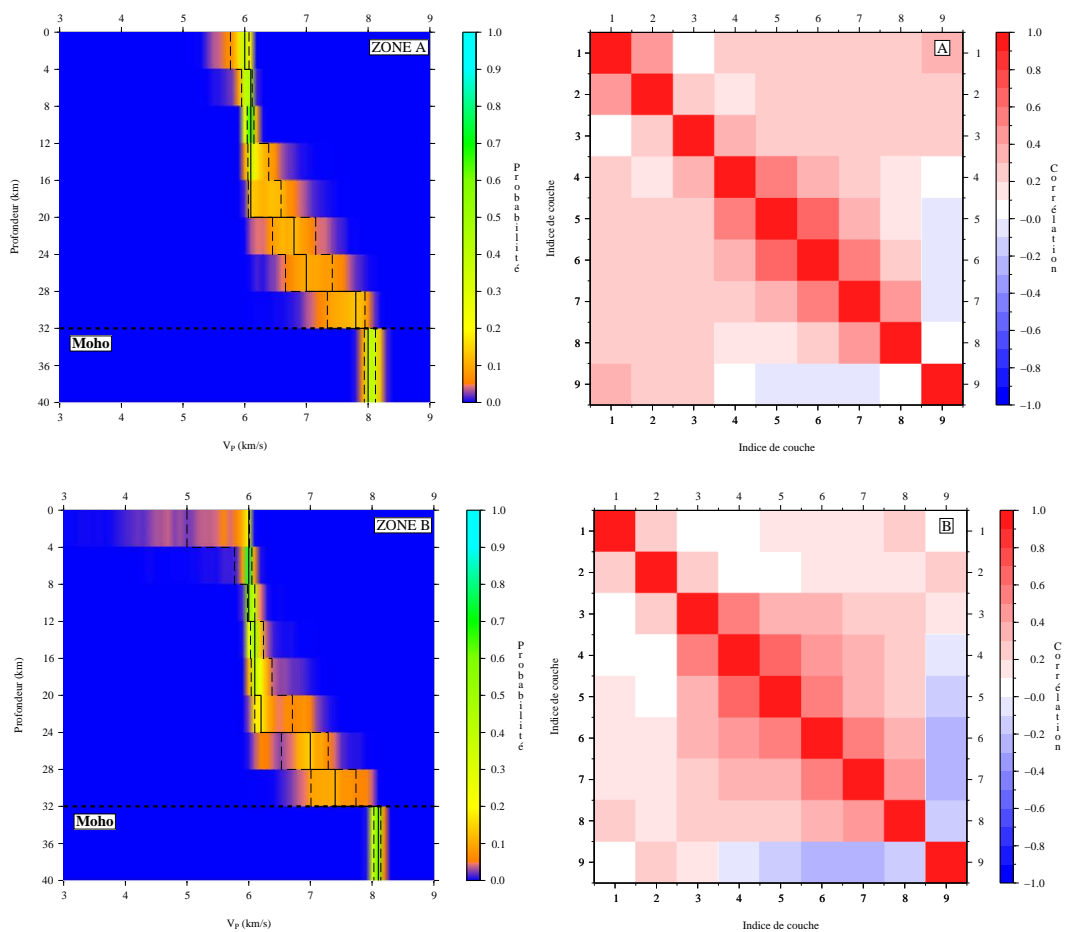
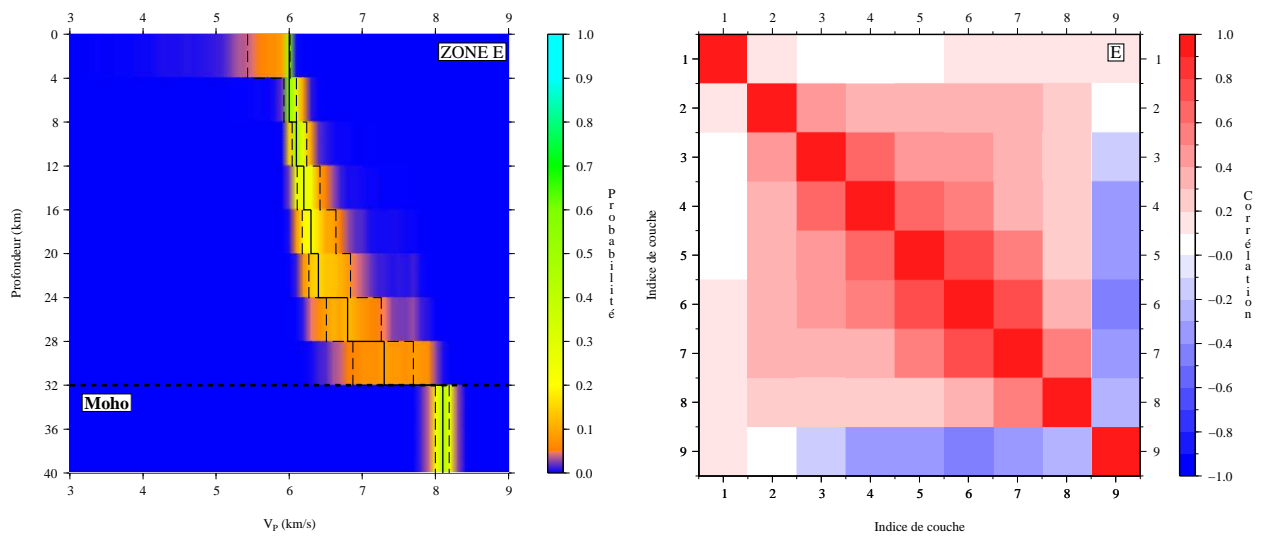
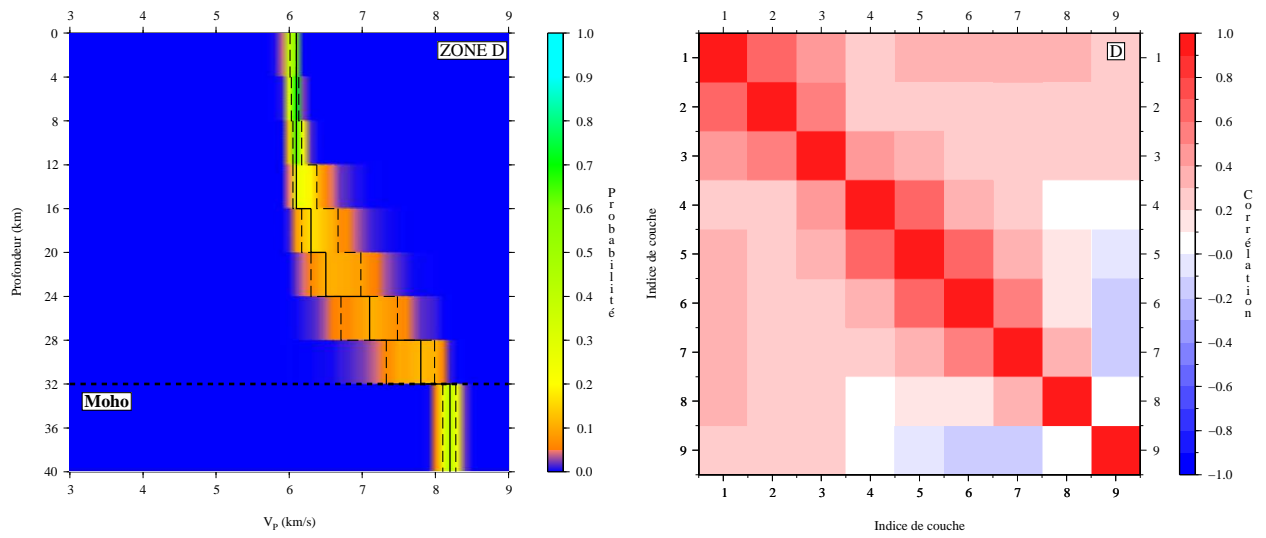
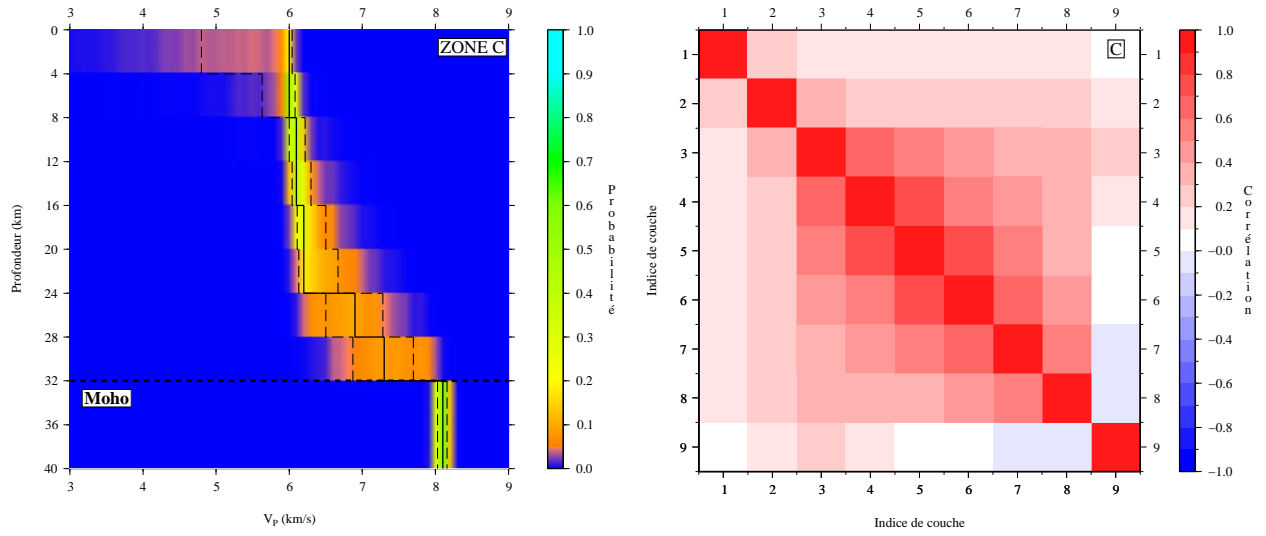
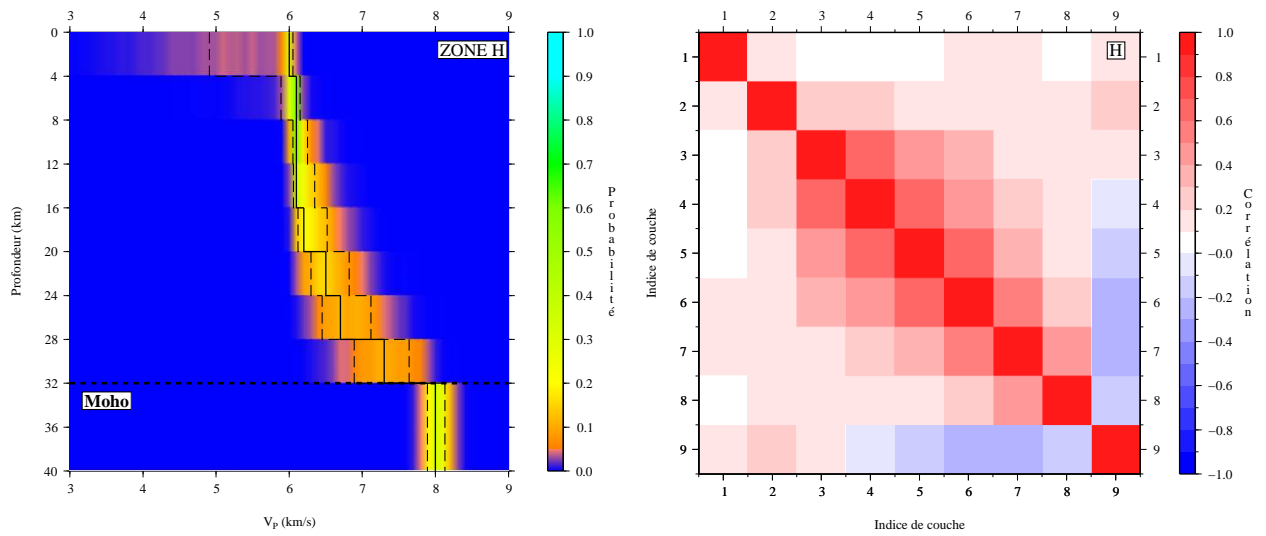
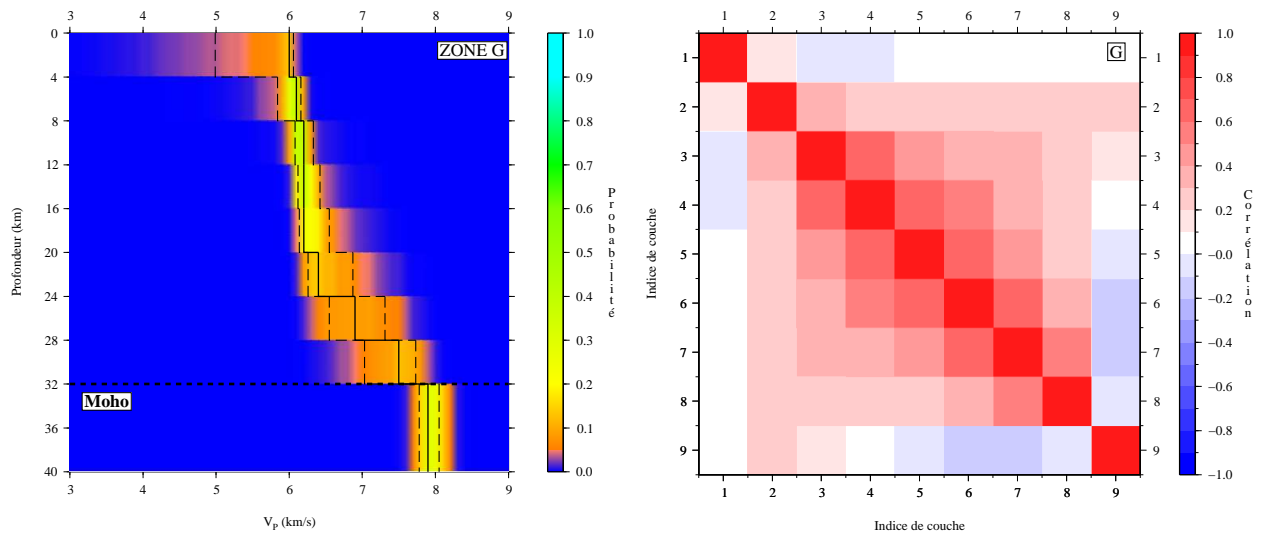
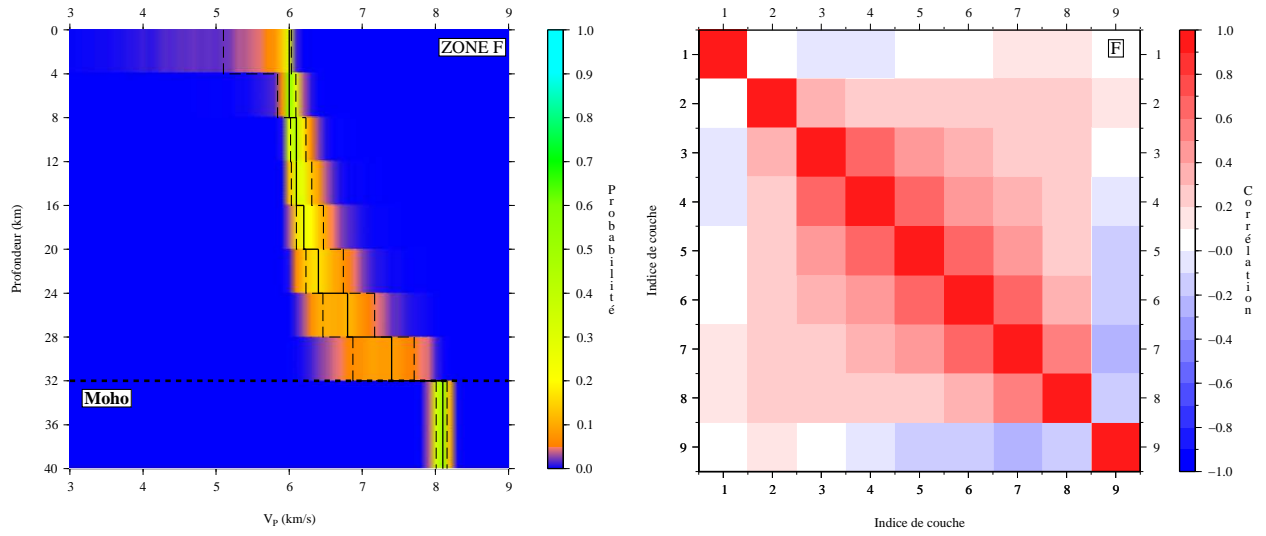
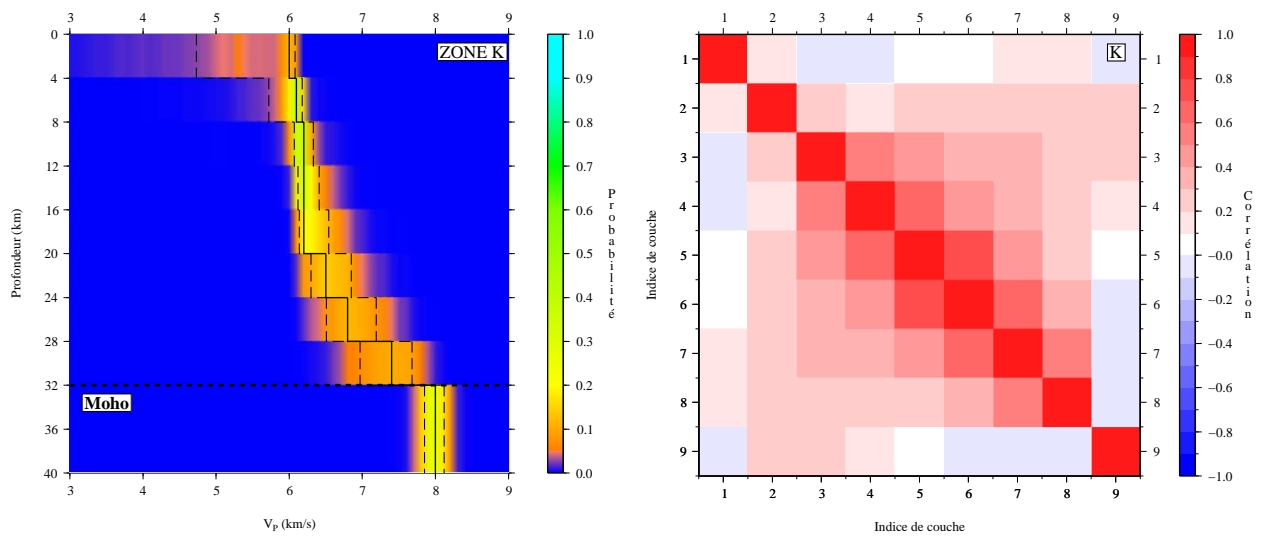
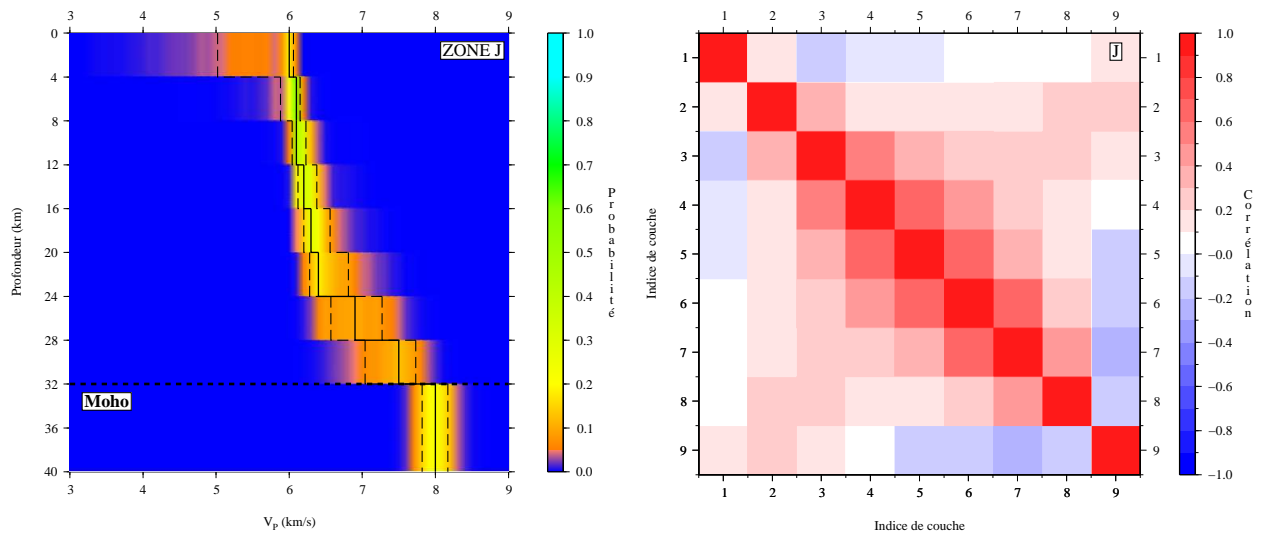
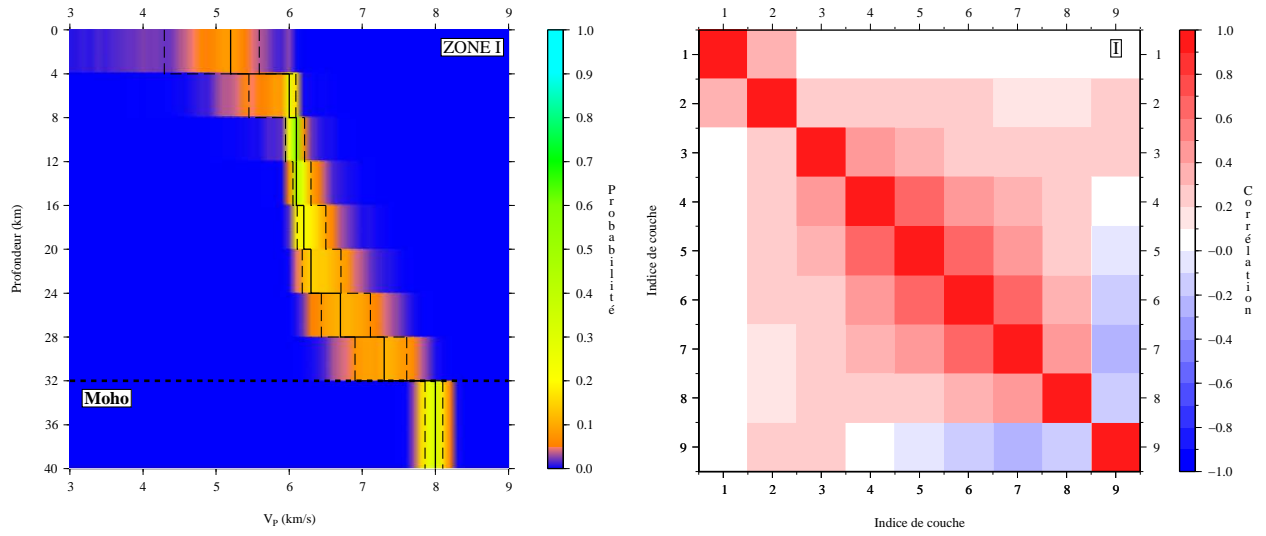


FIG. 5.2 –

FIG. 5.3 – *Profils de densité de probabilité marginale des paramètres du modèle de vitesse des 11 zones définies dans le Massif Armoricain. Le modèle modal et son intervalle de confiance à 1σ est représenté pour chaque couche. Suite pages suivantes.*







Couche	z (km)	A			B			C			D			E			F		
		V_{mode}	$\bar{\sigma}$	$P(\%)$	V_{mode}	$\bar{\sigma}$	$P(\%)$	V_{mode}	$\bar{\sigma}$	$P(\%)$	V_{mode}	$\bar{\sigma}$	$P(\%)$	V_{mode}	$\bar{\sigma}$	$P(\%)$	V_{mode}	$\bar{\sigma}$	$P(\%)$
1	0-4	6,0	0,15	43	6,0	0,51	24	6,0	0,62	21	6,1	0,04	58	6,0	0,29	51	6,0	0,47	31
2	4-8	6,1	0,09	45	6,0	0,14	76	6,0	0,23	52	6,1	0,05	70	6,0	0,08	58	6,0	0,13	55
3	8-12	6,1	0,06	68	6,0	0,06	53	6,1	0,11	47	6,1	0,06	64	6,1	0,10	48	6,1	0,10	43
4	12-16	6,1	0,17	38	6,1	0,10	52	6,1	0,13	41	6,1	0,17	27	6,2	0,16	28	6,1	0,14	31
5	16-20	6,1	0,27	14	6,1	0,17	40	6,2	0,19	31	6,3	0,25	16	6,3	0,23	24	6,2	0,18	26
6	20-24	6,8	0,35	12	6,2	0,31	19	6,2	0,27	19	6,5	0,34	11	6,4	0,29	16	6,4	0,26	17
7	24-28	7,0	0,38	10	7,0	0,38	14	6,9	0,39	10	7,1	0,39	11	6,8	0,37	12	6,8	0,35	12
8	28-32	7,8	0,31	13	7,4	0,36	11	7,3	0,42	08	7,8	0,33	12	7,3	0,41	10	7,4	0,42	09
9	32-/-	8,0	0,09	40	8,1	0,06	62	8,1	0,06	61	8,2	0,09	43	8,1	0,09	45	8,1	0,07	53

Couche	z_{top} (km)	G			H			I			J			K		
		V_{mode}	$\bar{\sigma}$	$P(\%)$	V_{mode}	$\bar{\sigma}$	$P(\%)$	V_{mode}	$\bar{\sigma}$	$P(\%)$	V_{mode}	$\bar{\sigma}$	$P(\%)$	V_{mode}	$\bar{\sigma}$	$P(\%)$
1	0-4	6,0	0,54	14	6,0	0,57	30	5,2	0,65	08	6,0	0,52	19	6,0	0,67	12
2	4-8	6,1	0,16	39	6,1	0,13	59	6,0	0,32	26	6,1	0,14	59	6,1	0,23	41
3	8-12	6,2	0,13	39	6,1	0,10	60	6,1	0,13	60	6,1	0,10	45	6,2	0,13	38
4	12-16	6,2	0,15	39	6,1	0,14	34	6,1	0,13	44	6,2	0,13	32	6,2	0,15	37
5	16-20	6,2	0,20	23	6,2	0,20	21	6,2	0,20	23	6,3	0,18	28	6,2	0,20	21
6	20-24	6,4	0,30	14	6,5	0,26	15	6,3	0,26	15	6,4	0,26	19	6,5	0,27	14
7	24-28	6,9	0,38	09	6,7	0,33	11	6,7	0,34	11	6,9	0,35	10	6,8	0,34	11
8	28-32	7,5	0,35	13	7,3	0,37	10	7,3	0,35	11	7,5	0,35	13	7,4	0,36	10
9	32-/-	7,9	0,14	29	8,0	0,12	33	8,0	0,12	34	8,0	0,17	23	8,0	0,14	28

TAB. 5.2 – Tableau récapitulatif des modèles de vitesse retenus, construits à partir de la valeur du mode V_{mode} (km/s) de la distribution de vitesse obtenue dans chaque couche, pour les zones de A à K. L'écart type moyen $\bar{\sigma}$ (km/s) de l'ensemble des vitesses retenues au cours de l'inversion par rapport au mode est également reporté, ainsi que la valeur de la probabilité marginale P (%) associée à ce mode.

5.2 Relocalisations

5.2.1 Distribution épacentrale

Échantillonnage de la distribution *a posteriori*

La solution de l'inversion menée à partir des données de temps d'arrivée observés sur les sismogrammes est la distribution de probabilité *a posteriori* associée à chaque paramètre du modèle. La densité de probabilité relative aux paramètres hypocentaux peut être représentée à partir d'un échantillon de la collection de solutions obtenues au cours de la marche aléatoire. Dix jeux de localisations sont présentés sur la figure 5.4, qui pourront être comparés aux solutions "modales". Ils correspondent aux localisations effectuées à partir de modèles de vitesse sélectionnés après la phase de *burn in* et séparés par un nombre de pas supérieur au temps de corrélation déterminé d'après les fonctions d'autocorrélation. Ce temps n'excédant jamais 2000 itérations, un intervalle de 8000 pas a été retenu.

Pour chacune de ces distributions, les valeurs de la densité de séismes au km² ont été calculées sur une grille de maille égale à 5 km et sont représentées sur la figure 5.6. A chaque nœud (i, j) , la densité de séismes $\rho_S(i, j)$ est donnée par :

$$\rho_S(i, j) = \sum_{k=1}^{N(i, j)} \frac{w_k}{\pi R^2} \quad (5.1)$$

où $N(i, j)$ est le nombre d'épicentres contenus dans le cercle de rayon $R=15$ km centré sur le nœud (i, j) . Le terme w_k correspond à un coefficient de pondération de forme gaussienne qui dépend de la distance d_k séparant le k -ième séisme du nœud (i, j) . Ce coefficient est calculé à partir de la relation suivante, où σ a la dimension est celle d'une distance et dont la valeur a été fixée à 7,5 km :

$$w_k = \exp\left(-\frac{d_k^2}{2\sigma^2}\right). \quad (5.2)$$

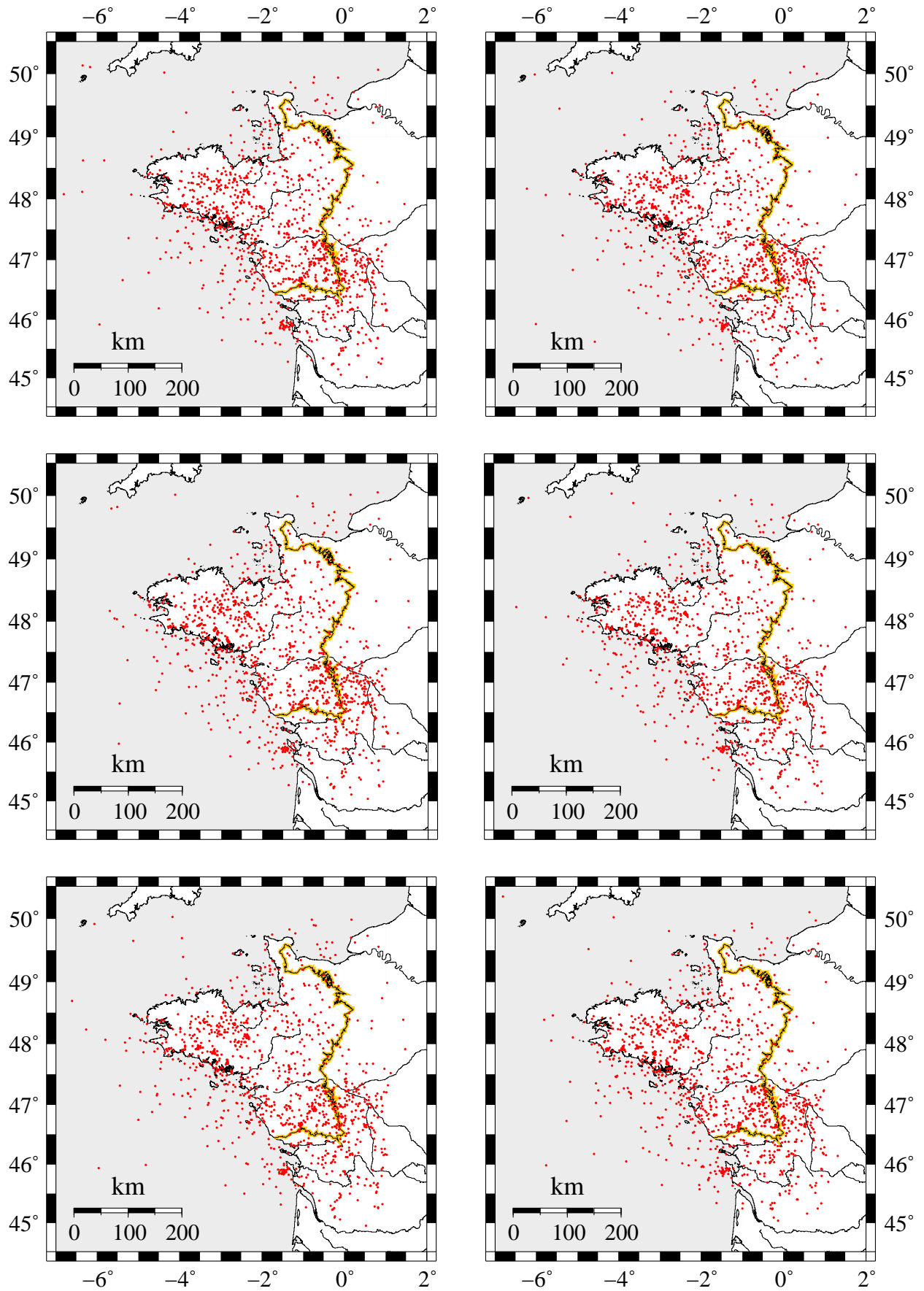
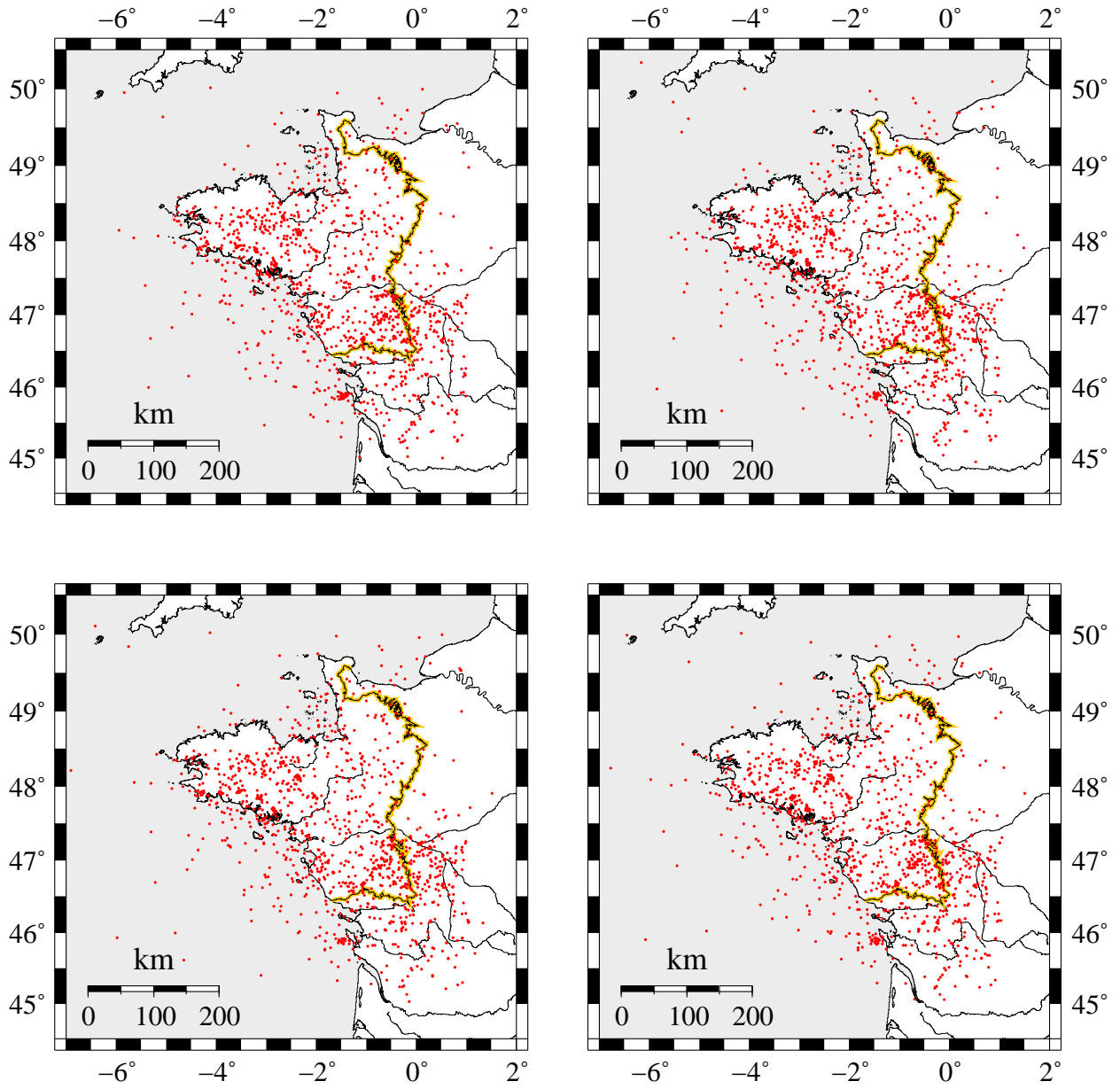


FIG. 5.4 – Échantillon de dix distributions épicentrales obtenues au cours de l'inversion. Le trait épais orange superposé au trait fin noir représente la limite du Massif Armoricain. Suite à la page suivante.



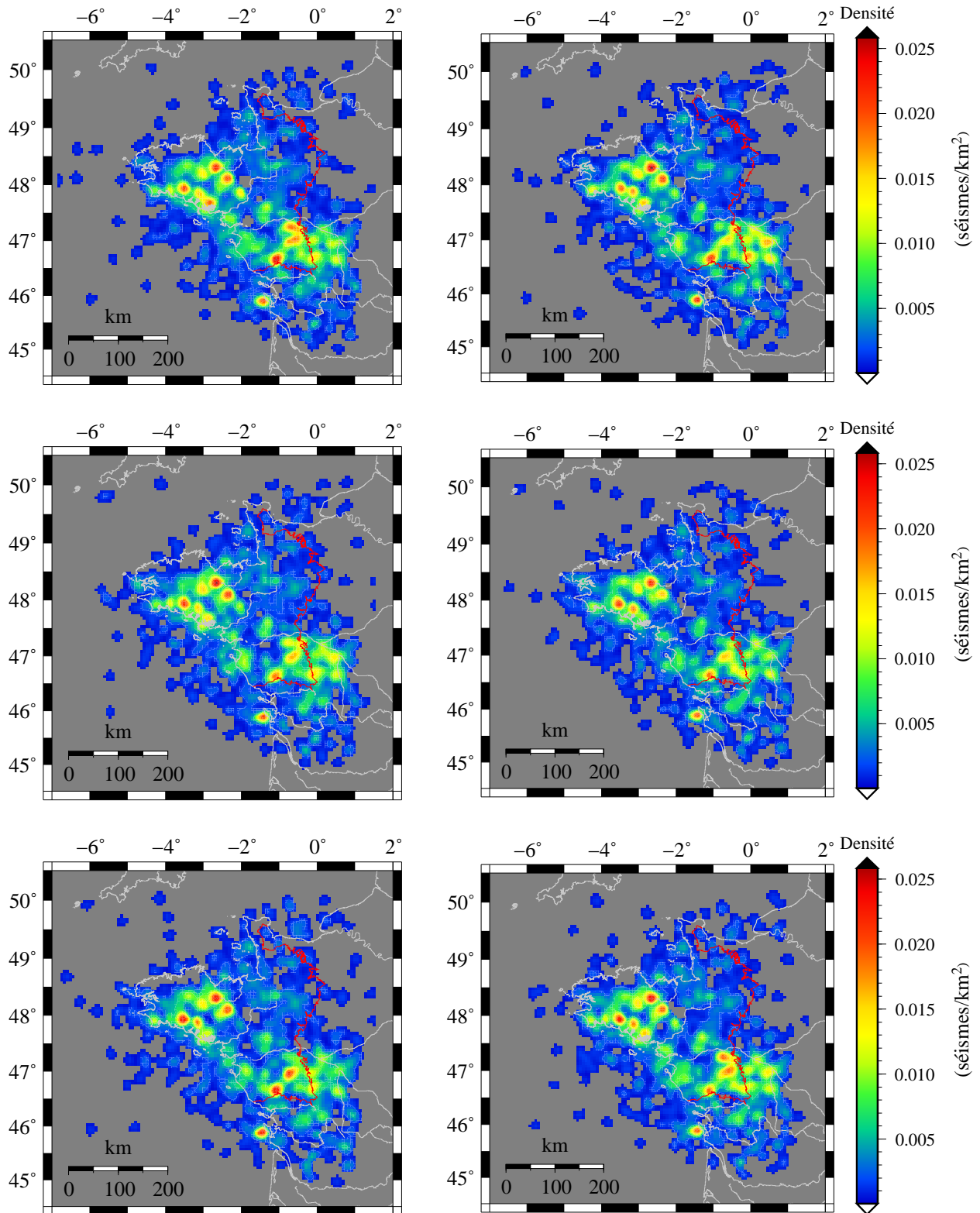
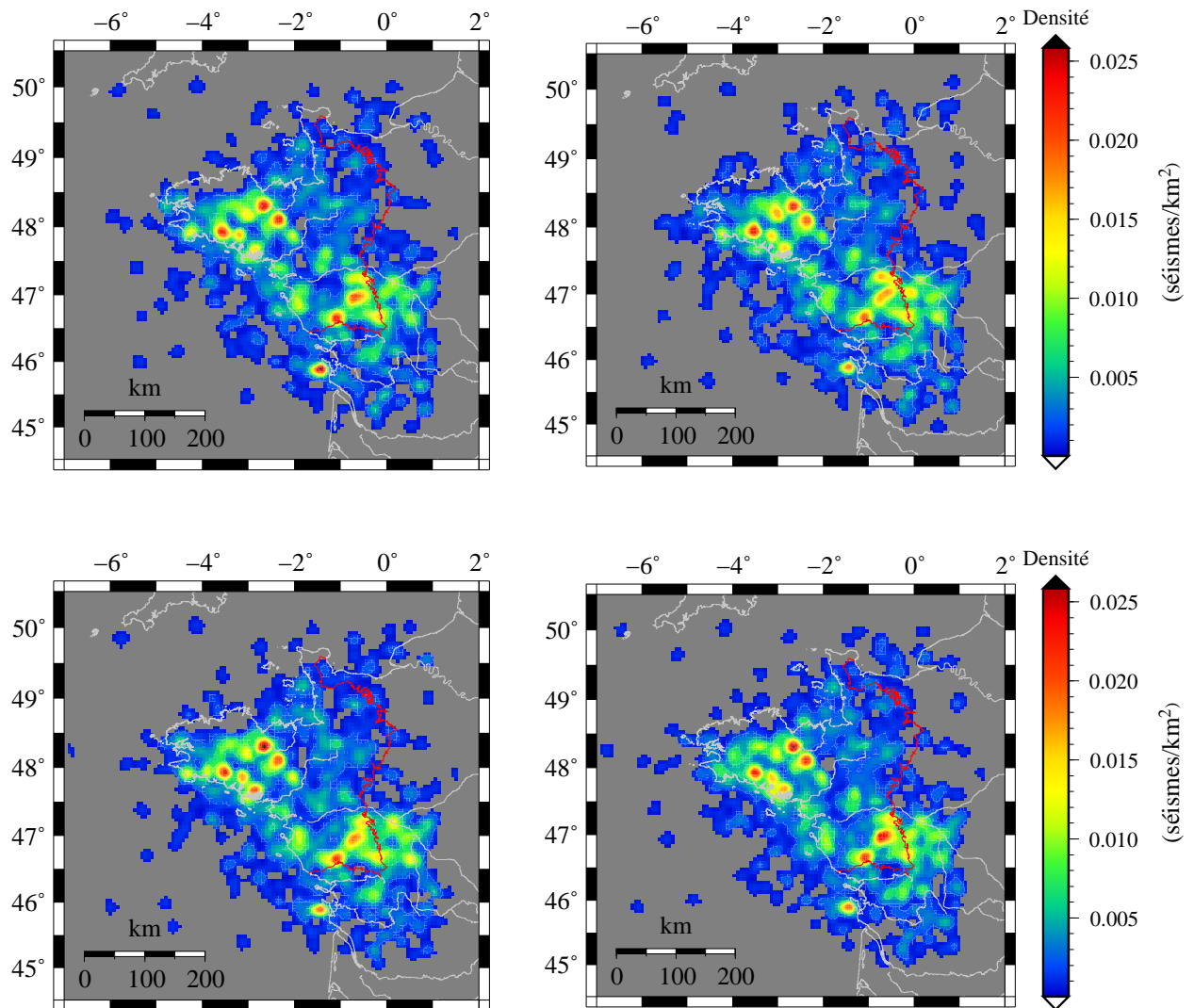


FIG. 5.5 – Cartes de densité de séismes relatives aux dix jeux de localisation épiscopentrale présentés sur la figure 5.4. Les valeurs de densité sont calculées sur une grille de maille égale à 5 km à partir de l'équation 5.1 pour des valeurs de R et de σ respectivement égales à 15 km et 7,5 km. La ligne rouge figure indique la limite du Massif Armoricain. Suite à la page suivante. 136



La superposition de ces dix jeux de localisations sur la figure 5.6 permet d'estimer la dispersion des solutions en fonction des modèles de vitesse utilisés. Elle montre que cette dispersion tend localement à s'organiser selon des alignements dont la direction varie avec leur localisation géographique. On remarque par exemple que ceux observés dans l'Atlantique sont orientés WSW-ENE alors que ceux de la Manche tendent à indiquer une direction NW-SE. Pour un séisme donné, la distribution de points obtenue rend compte de l'incertitude associée à sa localisation et nous verrons que ces alignements correspondent dans de nombreux cas à la direction d'allongement de l'ellipse de confiance obtenue après relocalisation à partir du modèle de vitesse modal. Ces directions sont très probablement liées à la géométrie du réseau. Si tel est le cas, il est envisageable que pour un jeu de séismes voisins, voire confondus, la seule imprécision des temps d'arrivée observés puisse résulter en un alignement artificiel des solutions épacentrales. Une certaine prudence semble donc requise quant à l'interprétation d'alignements de séismes en termes de directions structurales dans une région comme le Massif Armoricain.

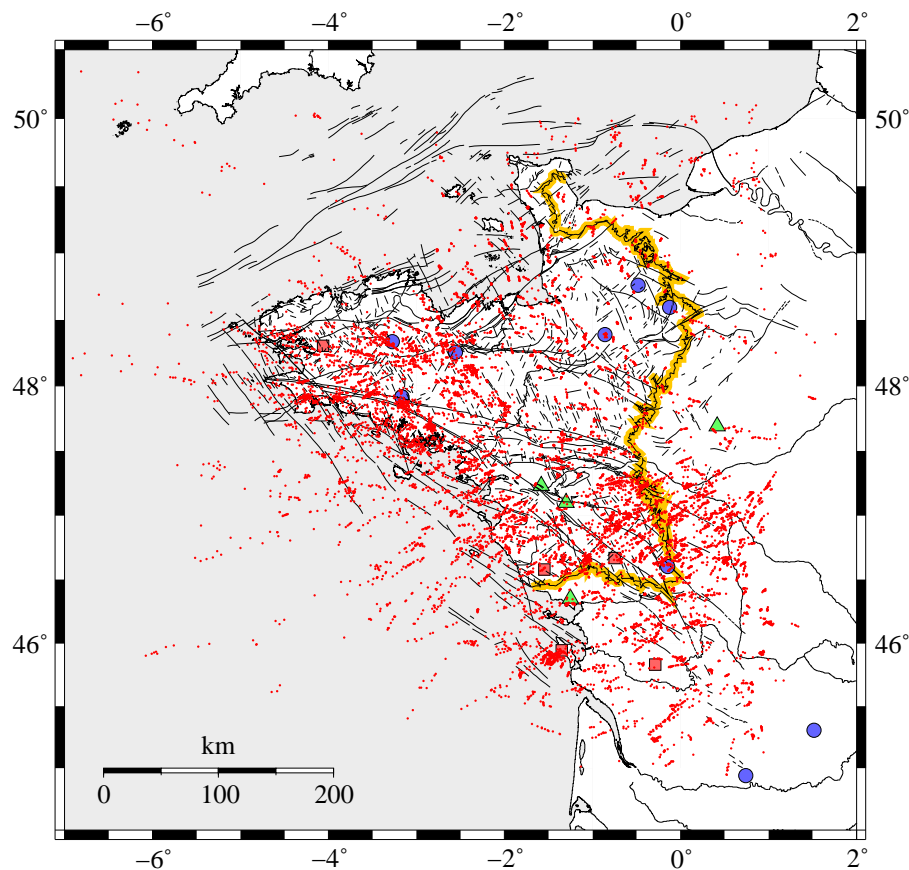


FIG. 5.6 – Superposition des dix jeux de localisations échantillonnés parmi les solutions obtenues au cours de l'inversion. Les stations du LDG (cercles bleus), du RéNaSS (carrés rouges) et du Réseau Sismo des Écoles des Pays de la Loire (triangles verts) sont également représentées. La ligne en trait fin noir superposée à la ligne en trait épais orange correspond aux limites d'affleurement du Massif Armoricain

Mise en évidence de variations latérales de sismicité

Les dix distributions présentées montrent des caractéristiques similaires. Cette première observation est confirmée par les cartes de densité de séismes de la figure 5.5. Les deux cartes de la figure 5.7, obtenues à partir des dix jeux de localisations superposés, conduisent également à ce constat. Sur la première, les valeurs de densité sont calculées selon l'équation 5.1 avec un rayon R de 15 km et une valeur de 7,5 km pour σ . Sur la seconde, R est égal à 30 km et σ à 15 km. Dans les deux cas, les nœuds de la grille sur laquelle sont effectués les calculs sont espacés de 5 km. Enfin, chaque séisme étant représenté dix fois, un poids égal à 1/10 est affecté à chacun d'eux en plus du poids w_k . La première carte met en évidence les caractéristiques de la distribution des séismes du Massif Armoricaïn sur de courtes longueurs d'onde tandis que la seconde rend compte de ses variations à plus grande échelle. Les résultats obtenus dépendent du choix de la taille de la fenêtre et de la valeur de σ . L'échelle sur laquelle se distribuent les valeurs de densité calculées dans les deux cas restent toutefois du même ordre de grandeur

Ces cartes révèlent tout d'abord des variations latérales, significatives, de la densité de séismes. En effet, des zones de faible densité ($\rho_S < 0,005$ séisme/km²) se distinguent très nettement de zones de densité moyenne à forte ($\rho_S > 0,005$ séisme/km²). Autrement dit, si l'image que nous livrent ces localisations est bien celle d'une sismicité diffuse, celle-ci n'en est pas pour autant uniforme. Au premier ordre, les densités les plus élevées apparaissent exclusivement distribuées dans une ceinture localisée entre les latitudes 46,5°N et 48,5°N. Large de 100 km environ, et orientée NW-SE, cette ceinture est parallèle à la côte atlantique qui constitue sa limite occidentale, sa limite orientale étant marquée, entre Saint-Brieuc et la vallée de la Loire, par l'accident de Quessoy. Cette ceinture présente deux inflexions au niveau de ses extrémités : vers l'Ouest dans sa partie nord, vers l'Est dans sa partie sud. Ses bordures sont soulignées par une succession d'anomalies ponctuelles de la densité de séismes décelables sur la figure 5.7a. Elles correspondent à des essaims remarquablement distribués le long de la branche sud du Cisaillement Sud-Armoricaïn d'une part, le long de la faille de Quessoy-Nort-sur-Erdre d'autre part. Ils apparaissent régulièrement espacés le long de ces structures, avec une longueur d'onde de l'ordre de 25 à 50 km. Particulièrement active sur ses bordures, la zone d'intérêt présente en outre un couloir central caractérisé par de faibles valeurs de densité (figures 5.7a et 5.7b).

Enfin un troisième alignement, également orienté NW-SE, est visible en mer sur le plateau continental armoricaïn. Son essaim le plus méridional paraît correspondre à celui situé au Sud-Ouest de l'île d'Oléron, bien que ce dernier présente un léger décalage vers l'Est. Plus subtil que les deux précédents, cet alignement pourrait presque passer inaperçu tant les valeurs de densité associées aux essaims qui le composent sont peu élevées.

La ceinture sismique mise en évidence dans l'Ouest du Massif Armoricaïn présente d'autre part des caractéristiques de grande longueur d'onde que laisse apparaître la figure 5.7b. Depuis le Nord-ouest jusqu'au Sud-Est, on y observe deux zones principales à forte densité de séismes, séparées

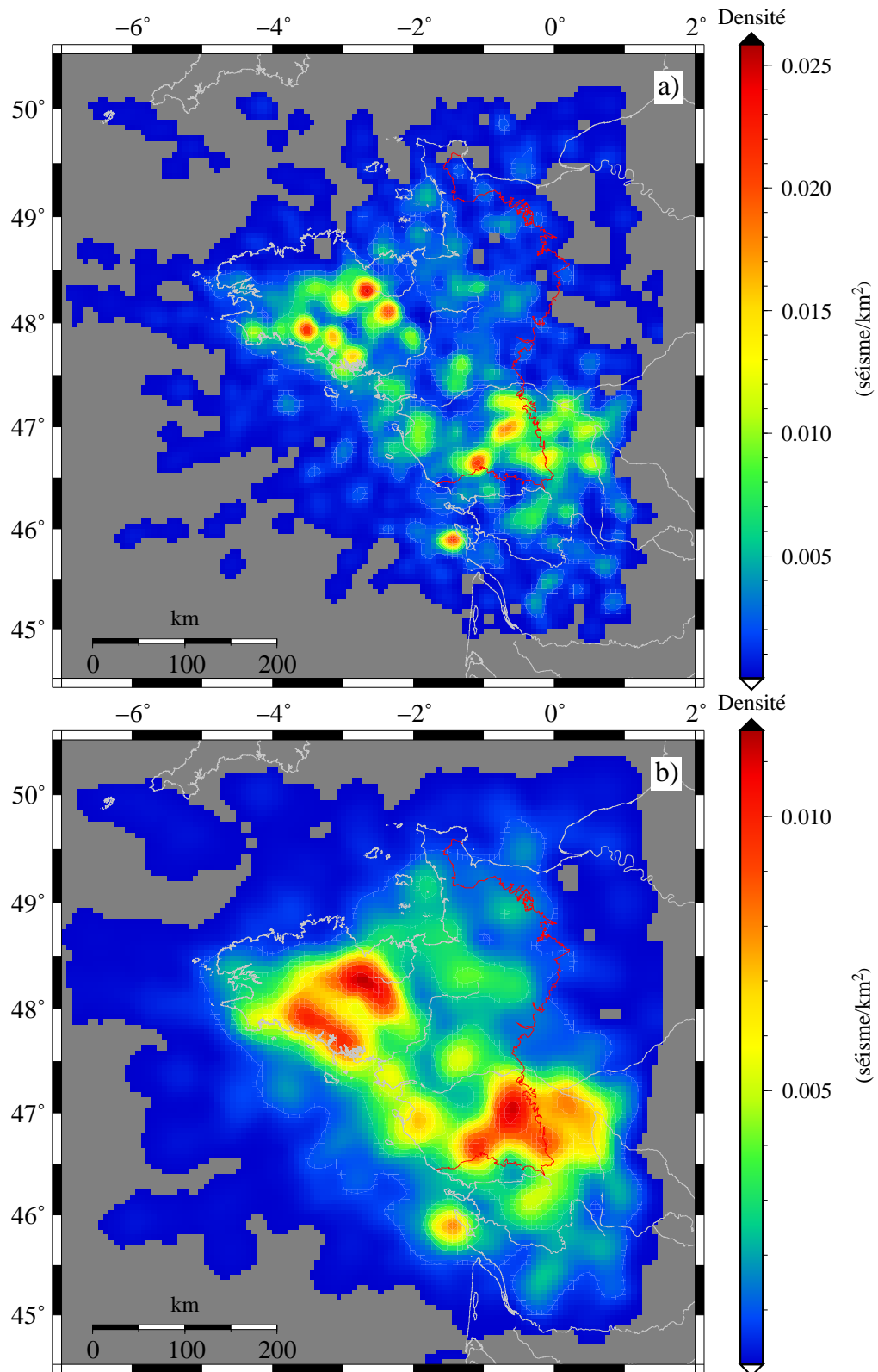


FIG. 5.7 – Cartes de densité de séismes obtenues à partir de la superposition des 10 échantillons de solutions épacentrales issus de l'inversion. Les valeurs de densité sont calculées pour chaque nœud d'une grille de maille égale à 5 km à partir de l'équation 5.1. Les valeurs de R et de σ utilisées sont les suivantes : a) $R=15$ km et $\sigma=7,5$ km b) $R=30$ km et $\sigma=15$ km (voir équation 5.1).

par une zone faiblement sismique de 150 km de long. La première est située au Nord-Ouest de la ceinture, au niveau du Plateau Ouest-Armoricain. La seconde, au Sud-Est, chevauche au niveau du Haut-Bocage vendéen la frontière entre le Massif Armoricain et le Bassin Parisien. Cette anomalie forme un ensemble orienté est-ouest, long de 150 km sur 100 km de large, entre le seuil du Poitou au Sud et la branche nord du Cisaillement Sud-Armoricain au Nord.

La limite nord-ouest de la zone à faible sismicité correspond à la vallée de la Vilaine, tandis que sa partie sud-est est soulignée par un alignement de séismes visibles sur la carte des épicentres comme sur les cartes de densité. Celui-ci est orienté SW-NE. Il s'étend depuis Chantonay (à l'Est de la Roche-sur-Yon) au Sud-Est jusqu'aux Ponts-de-cé (région d'Angers) au Nord-Ouest sur une distance d'une centaine de kilomètres et ne correspond à aucun accident connu dans cette région.

5.2.2 Relocalisations à partir des modèles de vitesse modaux

Valeurs de *r.m.s.* et résidus de temps d'arrivée

Après détermination des modèles de vitesse pour chaque sous-région, la relocalisation des séismes de la base de données a été effectuée dans chaque zone à l'aide de Hypocenter en utilisant le modèle de vitesse déduit de l'inversion des temps d'arrivée pointés visuellement, après correction des résidus observés aux stations selon la procédure présentée au chapitre précédent. Pour chaque événement, la profondeur de départ utilisée pour la localisation hypocentrale a été déterminée par exploration systématique pour des valeurs comprises entre 0 et 40 km et par pas de 0,5 km. Celle conduisant au *r.m.s.* le plus faible a été retenue pour la localisation finale. Le tableau 5.3 rassemble, pour chaque zone, le nombre d'itérations accomplies au cours de l'inversion, les valeurs minimale et maximale de *r.m.s.* obtenues avec les modèles de vitesse retenus au cours de la marche aléatoire et enfin le *r.m.s.* associé à la localisation finale. L'amélioration apportée par la correction des résidus aux stations varie de 0 à 8 %.

La distribution des valeurs de *r.m.s.* (figure 5.8) présente un mode situé à 0,2 s et atteint une valeur maximale de 1,5 s, mais 90% des valeurs sont inférieures à 0,6s, 50% inférieures à 0,3 s. Les résidus d'onde *P* et d'onde *S*, calculés pour chaque événement et à chaque station comme la différence entre les heures d'arrivée observée et théorique présentent une distribution symétrique autour de zéro (figure 5.9)). Ces distributions varient en fait avec la distance épicentrale. Elles tendent à s'élargir et enregistrent un léger décalage par rapport à zéro à partir d'une distance d'environ 300 km. Cette valeur est plus faible que celle de 500 km à partir de laquelle le poids attribué aux temps d'arrivée décroît et une valeur de 300 km pour cette borne pourrait peut-être conduire à une amélioration des résultats.

	$n_{ité}$	$r.m.s.$ min (s)	$r.m.s.$ max (s)	$r.m.s.$ final (s)	amélioration
A	103 432	0,550	6,724	0,517	6 %
B	132 288	0,325	6,295	0,324	0 %
C	102 583	0,329	5,889	0,304	8 %
D	111 143	0,304	4,432	0,288	5 %
E	101 576	0,247	3,083	0,236	4 %
F	177 286	0,311	4,799	0,289	7 %
G	116 830	0,403	6,470	0,400	0 %
H	101 857	0,452	4,525	0,433	4 %
I	102 978	0,501	4,160	0,482	4 %
J	146 591	0,400	4,609	0,373	3 %
K	134 284	0,419	3,391	0,392	6 %

TAB. 5.3 – Récapitulation des valeurs de $r.m.s.$ relatives à l'inversion des temps d'arrivée pour chaque sous-région définie (A à K). Le nombre d'itérations effectuées est indiqué dans chaque cas, ainsi que les valeurs minimale et maximale de $r.m.s.$ obtenues, celle du $r.m.s.$ final correspondant à la relocalisation à partir du modèle de vitesse modal après correction des résidus aux stations. Une estimation de l'amélioration apportée par cette correction est reportée en dernière colonne.

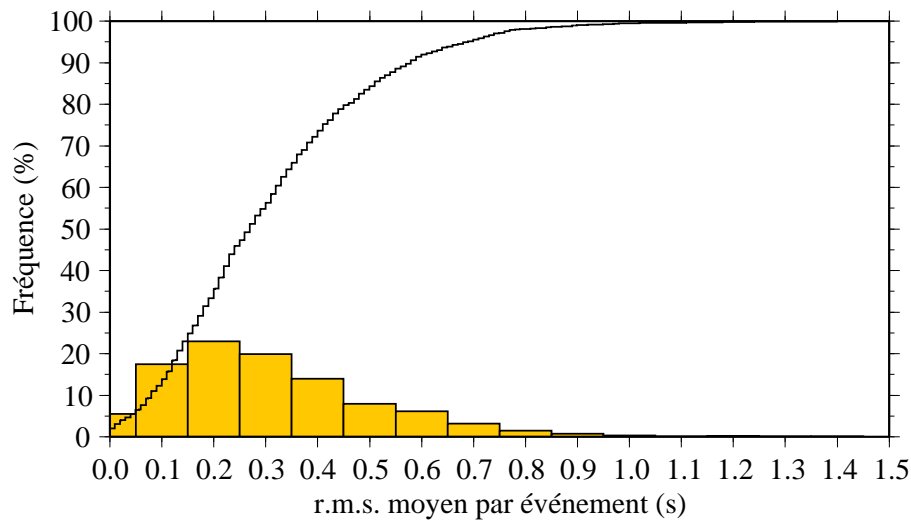


FIG. 5.8 – Distribution des valeurs de $r.m.s.$ obtenues après relocalisation des séismes de la base de données à partir des modèles de vitesse modaux.

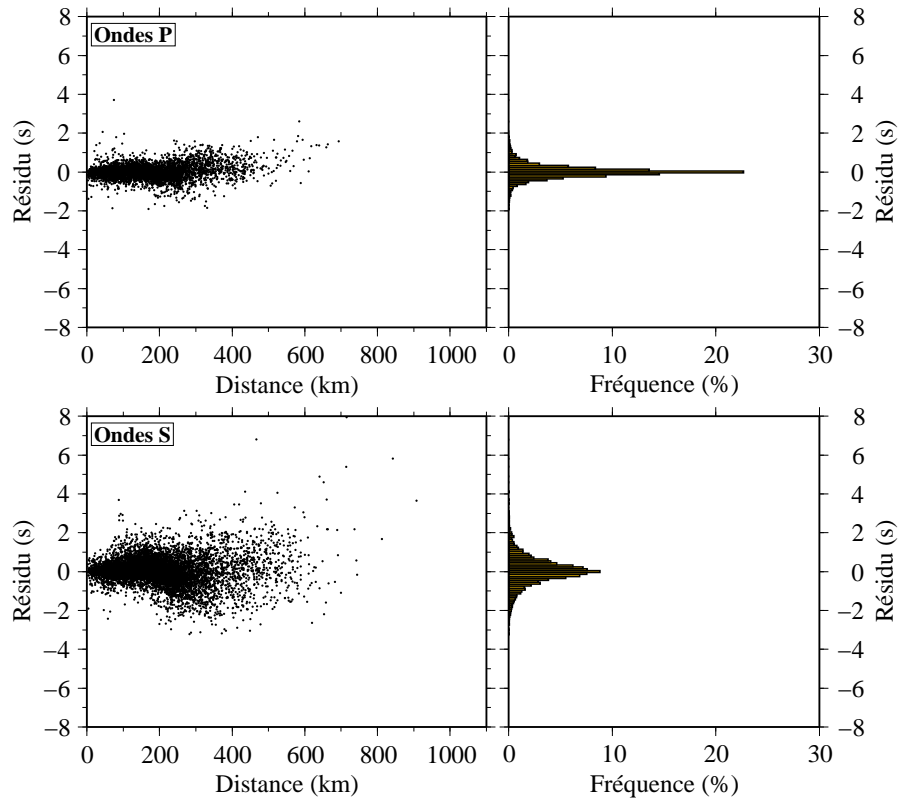


FIG. 5.9 – Distribution des résidus d'ondes P et S, pour toutes les stations et tous les séismes relocalisés.

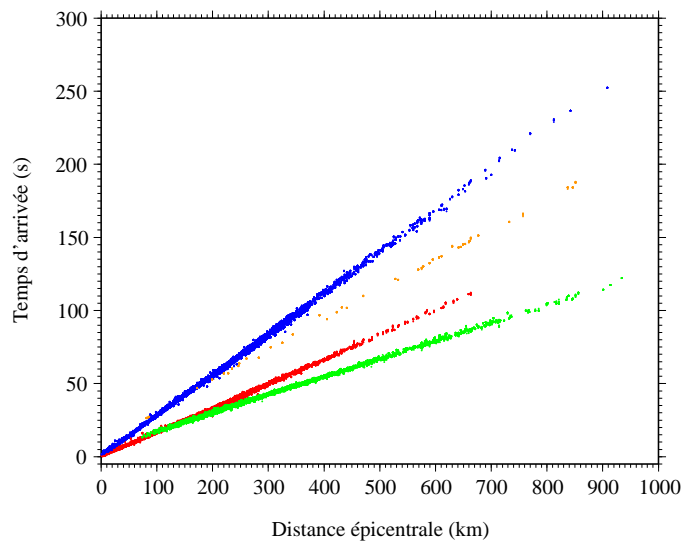


FIG. 5.10 – Hodochrones d'onde P_n (en vert), P_g (en rouge), S_n (en orange) et S_g (en bleu) obtenues après relocalisation de tous les séismes de la base de données.

Localisations épacentrales

La carte de la figure 5.11 présente les épacentres des séismes relocalisés pour lesquels l'incertitude horizontale est inférieure à 25 km. Dans la majeure partie des cas, les localisations épacentrales sont associées à une précision satisfaisante (figure 5.12), avec près de 90% des séismes localisés au centre d'une ellipse dont la surface est inférieure ou égale à 500 km² (i.e. un cercle équivalent de 12,5 km de rayon). La direction d'allongement des ellipses dans l'Océan Atlantique et dans la Manche confirme en partie les observations effectuées sur la figure 5.6, ce qui tend à indiquer une cohérence entre d'une part ces ellipses relatives aux relocalisations effectuées à partir des modèles modaux déduits de l'inversion, et d'autre part l'échantillon de la distribution *a posteriori* sur les localisations. On y retrouve par ailleurs les variations de densité évoquées précédemment, en particulier la succession d'amas ponctuels longeant la côte atlantique, régulièrement distribués depuis la Pointe de Penmarc'h jusqu'à la région de Guérande, ainsi que la suite localisée à l'ouest de l'accident de Quessoy entre la Baie de Saint-Brieuc et la vallée de la Vilaine et enfin la ligne Chantonay-Les-Ponts-de-Cé qui limitait au Sud-Est la zone à faible sismicité.

Comparaison aux localisations des bulletins

Les cartes de la figure 5.13 permettent de comparer la distribution des séismes relocalisés à celle des localisations proposées par le BCSF. Il est indéniable que l'essentiel des caractéristiques déjà mises en évidence à grande échelle peuvent également être identifiées sur les cartes réalisées à partir des données du bulletin. On y retrouve en effet la ceinture à forte densité décrite au paragraphe 5.2.1 ainsi que son couloir faiblement actif, de même que la majorité des essaims déjà identifiés. Il s'avère toutefois que ce sont les relocalisations qui procurent l'image la plus précise — la moins floue — de la sismicité. La série d'essaims de Bretagne méridionale est par exemple très difficilement discernable sur la carte des localisations préliminaires ; la sismicité de la région d'Oléron montre quant à elle une répartition nettement plus dense après relocalisation, avec des événements tous situés au Sud-Ouest de l'île, alors que le bulletin en décrit une répartition bien plus diffuse, localisée au niveau de l'île et sur tout son pourtour.

Les valeurs de densité apparaissent plus élevées dans le cas des données issues du bulletin, du fait d'un nombre d'événements (2085 séismes) plus important que dans le cas des relocalisations. Ce fait est peu étonnant dans la mesure où seuls les séismes relocalisés avec une incertitude inférieure à 25 km en longitude et en latitude (1 153 séismes) ont été utilisés pour construire la carte. Les résultats obtenus pour les deux jeux de données ne peuvent donc être comparés d'un point de vue quantitatif. Notons simplement que les limites entre la ceinture à forte densité de séismes et les régions alentours est incontestablement plus nette après relocalisation.

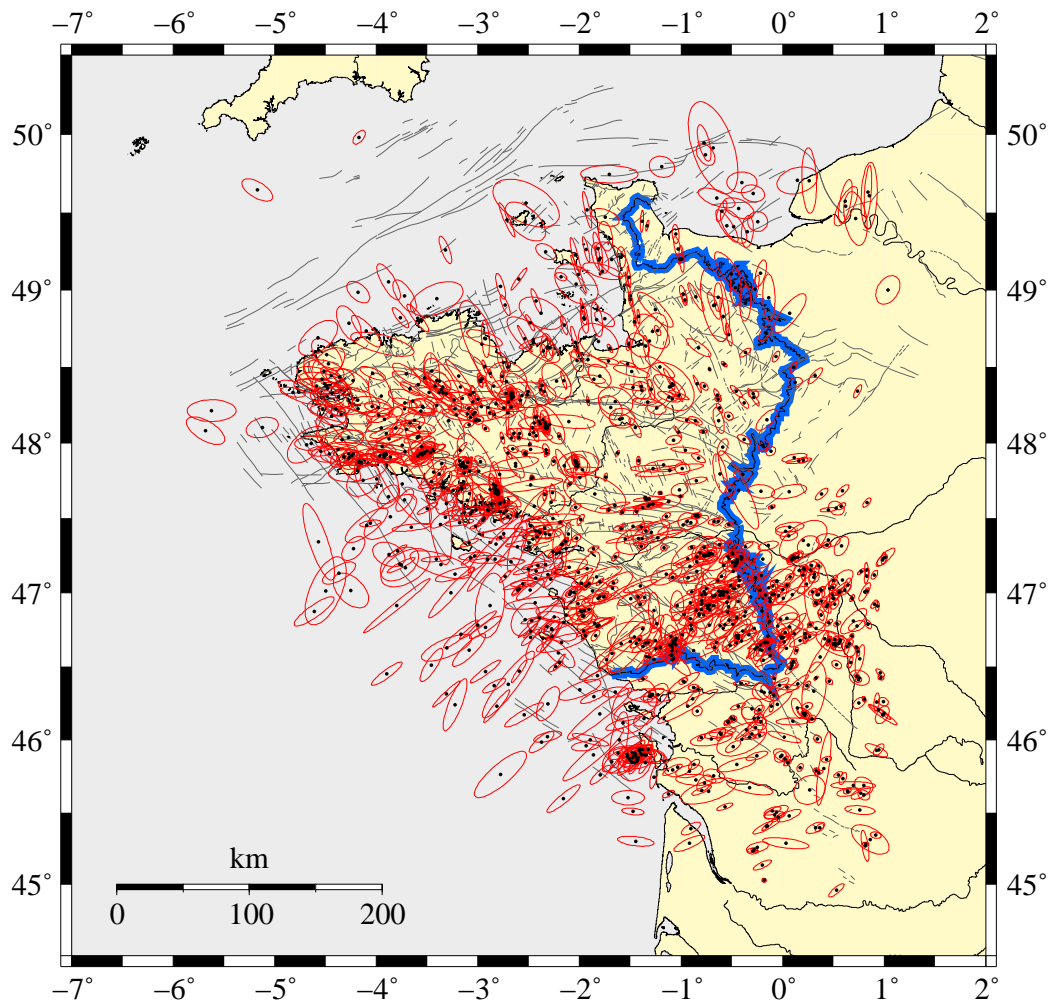


FIG. 5.11 – Carte de localisation des séismes du Massif Armoricain relocalisés (1980-2004) à partir des modèles de vitesse modaux et ellipses d'incertitude associées. Seuls sont représentés les événements pour lesquels l'incertitude à 2σ est inférieure à 25 km, ce qui concerne 1153 séismes. Les limites à l'affleurement du Massif Armoricain sont également reportées, ainsi que les failles indiquées sur la carte géologique de France au 1 : 1 000 000.

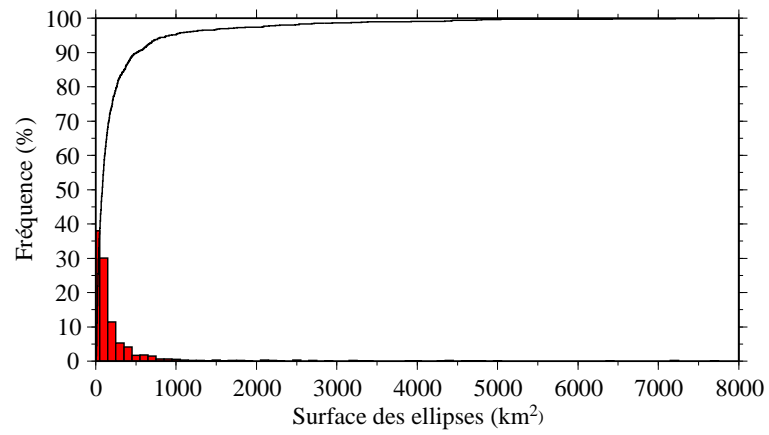


FIG. 5.12 – Histogramme des surfaces d'ellipse d'incertitude épacentrale associées aux relocalisations.

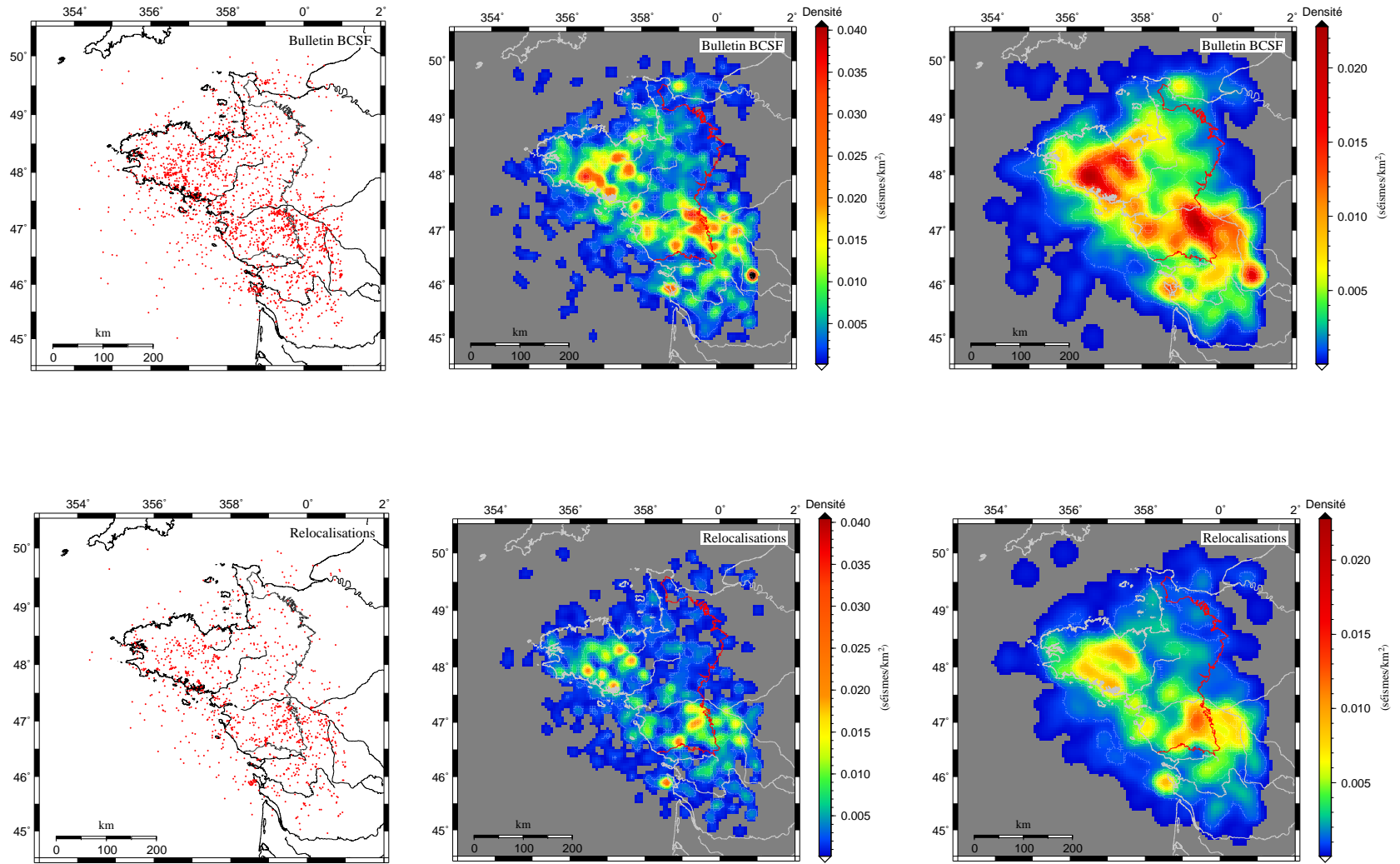


FIG. 5.13 – Comparaison des distributions épacentrales proposées par le BCSF (en haut) avec celles obtenues après relocalisation (en bas). De gauche à droite : carte des épacentres, carte de densité obtenue avec une fenêtre de rayon $R = 15$ km et $\sigma = 7,5$ km et avec un rayon $R = 30$ km et $\sigma = 15$ km

5.2.3 Densité et entropie de la distribution

Utilisation des diagrammes de Voronoi

Les cartes de densité présentées jusqu'ici ont été obtenues au moyen d'une fenêtre glissante circulaire, déplacée sur une grille de maille carrée régulière. Si ce type de procédure présente l'avantage de mettre en évidence les caractéristiques spatiales de la distributions à différentes longueurs d'onde, la valeur de la densité de la distribution en un point n'est pas unique et dépend de la géométrie de la grille, de la taille de la fenêtre et de la forme de la fonction de lissage utilisée (ici une gaussienne). Afin de s'affranchir de la définition de paramètres de lissage et d'obtenir une estimation unique de la densité de la distribution en tout point du domaine, Nicholson *et al.* (2000) proposent l'utilisation des diagrammes de Voronoi. Ceux-ci consistent en un ensemble de polyèdres convexes appelés cellules de Voronoi dont chacun contient un point de la distribution. Chacun de ces points est appelé nœud.

Les cellules de Voronoi délimitent l'espace de manière à ce que tout point situé à l'intérieur d'une cellule soit plus proche du nœud associé à cette cellule que de tout autre nœud de la distribution. La densité $\rho(\mathbf{x})$ de la distribution peut être estimée de manière unique en tout point \mathbf{x} qui contient l'événement i . Cette densité s'exprime en fonction du volume de la cellule. Elle est donnée par la relation :

$$\rho(\mathbf{x}) = \frac{1}{v(\mathbf{x}_i)} \quad (5.3)$$

où \mathbf{x}_i est le vecteur position du i -ème événement et $v(\mathbf{x}_i)$ le volume de la cellule i . En d'autres termes, \mathbf{x}_i est l'événement le plus proche de \mathbf{x} .

À partir de la définition de l'entropie d'un jeu de points proposée par Papoulis (1984) et généralisée par Skilling (1989), Nicholson *et al.* (2000) utilisent d'autre part le volume des cellules de Voronoi pour calculer l'entropie S de la distribution selon la relation :

$$S = \ln(N) - \ln(V_0) + \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \ln(v_i) \quad (5.4)$$

où N est le nombre de séismes et V_0 le volume de l'enveloppe convexe qui contient l'ensemble des cellules.

L'entropie constitue une mesure du désordre de la distribution. Toujours négative, elle est d'autant plus faible que la distribution est ordonnée. Elle présente d'autre part l'avantage d'être indépendante de l'échelle sur laquelle s'étend la distribution et permet ainsi la comparaison de la sismicité de régions de tailles différentes. Les résultats obtenus par Nicholson *et al.* (2000) montrent que la valeur de l'entropie est fortement corrélée au contexte tectonique. Les distributions les plus ordonnées (les plus simples) sont les rides médio-océaniques ($-4,26 < S < -3,88$), suivies par les zones de subduction ($-3,84 < S < -2,73$) et enfin par les régions intraplaques ($-2,78 < S < -1,75$).

Application au Massif Armoricaïn

La méthode est ici uniquement appliquée aux localisations épacentrales du fait des incertitudes sur les profondeurs focales (cf. paragraphe 5.2.5). Conçue pour l'analyse de distributions tridimensionnelles, elle peut s'adapter à des cas à deux dimensions en remplaçant les termes de volume par des termes de surface dans les équations 5.3 et 5.4. Appliquée au Massif Armoricaïn, elle permet de comparer les variations latérales de la densité de séismes avant et après relocalisation (figure 5.14) et les valeurs d'entropie obtenues dans les deux cas. Parmi les 2085 séismes localisés par le BCSF, seuls 1241 ont pu être relocalisés, parmi lesquels 1153 ont une incertitude à 2σ inférieure à 25 km en latitude et en longitude. Le diagramme de Voronoi concernant les relocalisations n'a été réalisé qu'avec ces événements.

Résultats

Les distributions des valeurs du logarithme de la surface des cellules (donc du logarithme de la densité) sont unimodales pour les deux jeux de données et affichent un maximum aux alentours de 100 km^2 ($0,01 \text{ séisme/km}^2$). Pour les localisations fournies par le BCSF, ce mode apparaît légèrement décalé vers les faibles valeurs en comparaison aux relocalisations, mais les très faibles valeurs ($< 10 \text{ km}^2$) se révèlent plus fréquentes dans le second cas. Ceci traduit le regroupement de certains événements en essais après relocalisation. Ce fait déjà mis en évidence résulte en une diminution du caractère diffus de la sismicité, comme en attestent les valeurs d'entropie calculées selon l'équation 5.4 : de $-0,80$ pour les localisations du BCSF et de $-0,84$ pour les relocalisations réalisées au cours de ce travail. Bien que la différence soit ténue, elle indique malgré tout une distribution plus ordonnée de la sismicité après relocalisation. On notera que ces valeurs, plus élevées que celles présentées par Nicholson *et al.* (2000), ne peuvent cependant être comparées à ces dernières puisque l'entropie a ici été calculée à partir de la surface des cellules et non de leur volume.

5.2.4 Energie libérée

Nous verrons que les cartes de densité de séismes constituent un outil efficace pour appréhender les processus tectoniques à l'origine de la sismicité du Massif Armoricaïn. Mais si elles mettent en évidence des zones où la déformation paraît se concentrer, elles masquent toutefois toute information relative à l'énergie mise en jeu dans cette activité. La carte de la figure 5.15 présente les variations spatiales de ρ_E , la densité d'énergie libérée au kilomètre carré pendant toute la période considérée (1980-2004). La quantité d'énergie E , exprimée en Joule, est liée à la magnitude locale M_L par la relation de Gutenberg-Richter reprise par Kanamori (1977) :

$$\log E = 1,5M + 4,8 \quad (5.5)$$

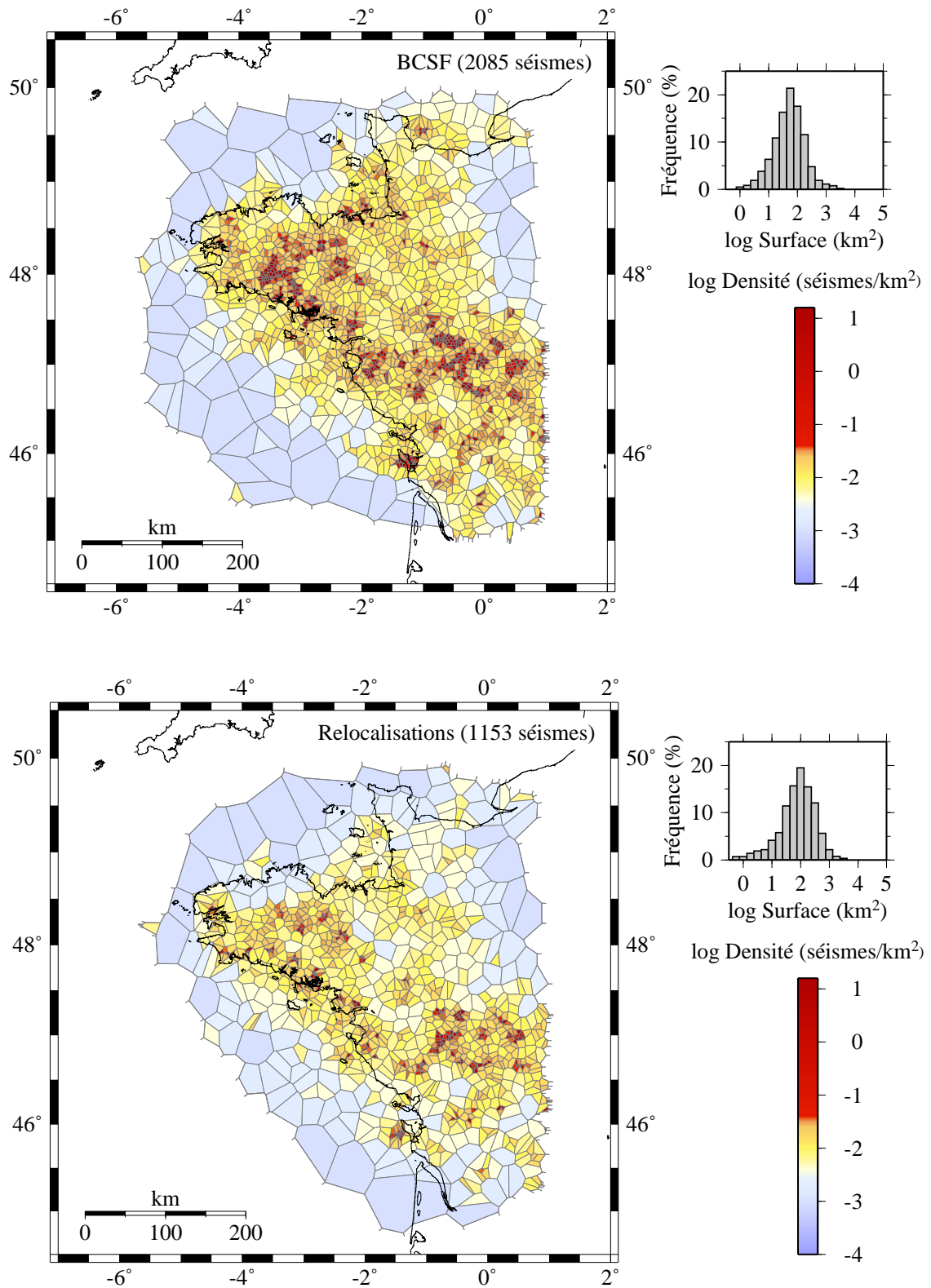


FIG. 5.14 – Diagrammes de Voronoi des distributions épacentrales proposées par le BCSF (en haut) et après relocalisation (en bas). Voir texte pour détails.

soit :

$$E = 10^{1,5M+4,8} \quad (5.6)$$

Par exemple, un séisme de magnitude 3,5 correspond à une quantité d'énergie de $1,12 \cdot 10^{10}$ J.

La valeur de ρ_E a été calculée de manière similaire à $\rho_S(i, j)$ (équation 5.1), à chaque nœud (i, j) d'une grille de maille carrée égale à 5 km. Elle est donnée par :

$$\rho_E(i, j) = \sum_{k=1}^{N(i, j)} \frac{w_k}{\pi R^2} \cdot E_k \quad (5.7)$$

où $N(i, j)$ est le nombre d'épicentres contenus dans le cercle de rayon $R=15$ km centré sur le nœud (i, j) , w_k un coefficient de pondération calculé selon l'équation 5.2 (avec $\sigma = 7,5$ km) et E_k la quantité d'énergie libérée par le k -ième séisme associé au nœud (i, j) .

Caractéristiques générales

Les valeurs de densité d'énergie calculées s'échelonnent entre 10^2 et 10^9 J/km². La carte obtenue permet tout d'abord d'identifier les grands traits de la sismicité régionale mis en évidence sur les cartes de densité de séismes. La ceinture orientée NW-SE correspond également à une zone où sont libérées de fortes quantités d'énergie ($\rho_E > 10^7$ J/km²). C'est en particulier le long de la côte atlantique et dans une zone située au Sud de la Loire que se concentre l'essentiel des séismes de magnitude supérieure ou égale à 3,5. On n'en trouve par contre aucun sur l'alignement de Quesoy et l'on remarque que dans l'ensemble, la bordure ouest de la ceinture apparaît associée à des quantités d'énergie plus élevées que sa bordure est. Dans le premier cas la sismicité se caractérise donc par des séismes nombreux, densément distribués et de magnitude relativement élevée pour la région ; dans le second, les essaims impliquent des séismes de magnitude plus modérée. Le couloir de faible sismicité mis en évidence au cœur de cette ceinture trouve également son expression sur cette carte, associé à des valeurs de densité d'énergie inférieures à 10^7 J/km². On remarque enfin que la zone située entre la ligne Chantonnay-Les-Ponts-de-Cé et la vallée de la Vilaine montre, en plus d'une faible densité de séismes (figure 5.13 par exemple), de faibles valeurs de densité d'énergie, comparativement au Nord-Ouest et au Sud-Est du Massif Armoricaïn.

Le plateau continental

La carte obtenue délivre d'autre part des informations complémentaires sur la sismicité du plateau continental armoricaïn par rapport aux cartes précédentes. Alors que ce dernier apparaissait relativement muet au regard des valeurs de ρ_S , il s'avère que ρ_E peut localement y atteindre des valeurs comprises entre 10^7 et 10^8 J/km². Ces zones coïncident invariablement avec des épicentres de séismes de magnitude supérieure ou égale à 3,5 et se répartissent sur au moins deux bandes orientées N105. La première s'étend de l'Est vers l'Ouest sur une distance de 100 km à partir de

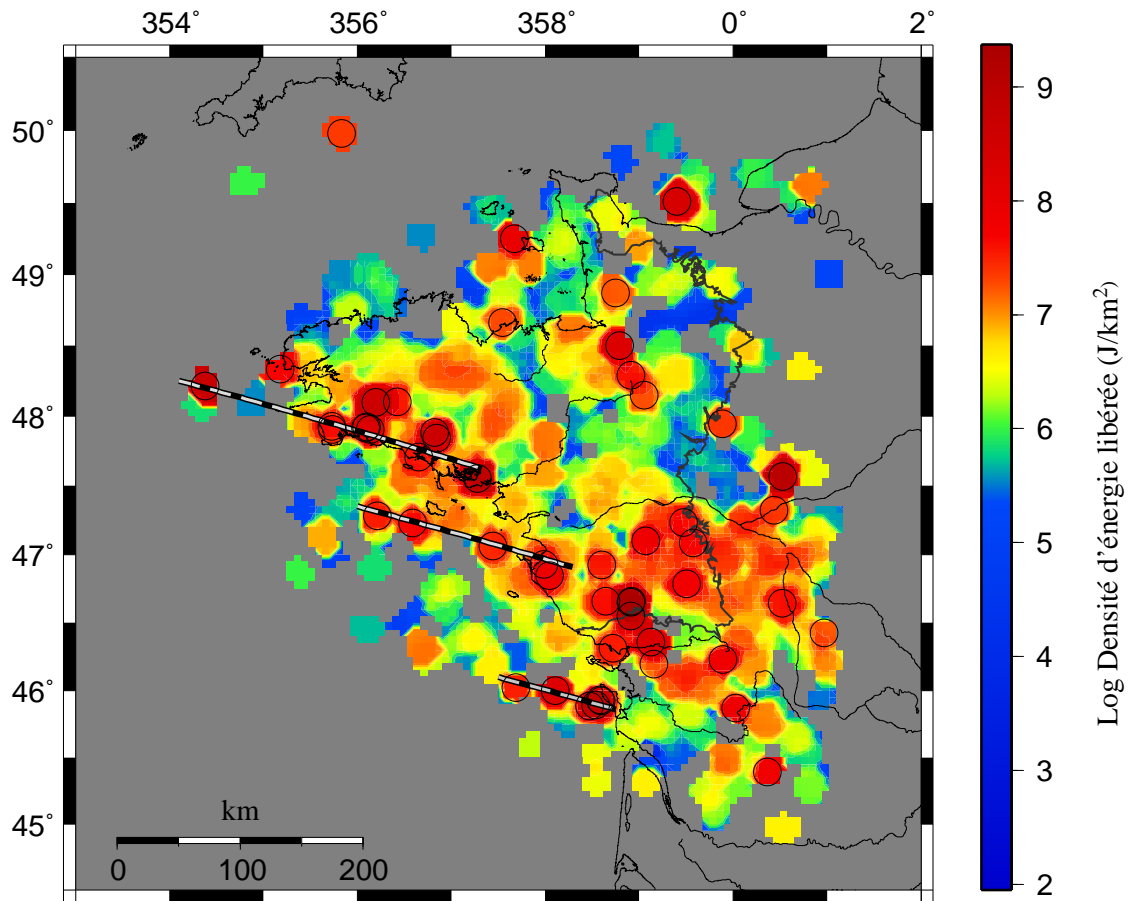


FIG. 5.15 – Énergie libérée par unité de surface. La valeur de l'énergie est calculée pour chaque nœud d'une grille de maille 5 km comme la somme (pondérée de la distance au nœud) des énergies libérées par tous les séismes contenus dans une fenêtre circulaire de 15 km de rayon et centrée sur le nœud. La densité est obtenue en divisant la valeur de l'énergie par la surface de la fenêtre. Les séismes de magnitude M_L supérieure ou égale à 3,5 sont représentés par les cercles vides noirs. Les lignes en pointillé soulignent des zones remarquables de densité d'énergie élevée orientées N 105.

l'île d'Oléron, la seconde sur une distance 180 km à partir de l'île de Noirmoutier. Elles apparaissent parallèles à la côte de Bretagne méridionale, laquelle se trouve également caractérisée par un alignement de séismes de magnitude supérieure ou égale à 3,5. Cet alignement, qui s'étend sur une distance de 250 km environ à partir du Golfe du Morbihan, constitue ainsi une troisième bande de même orientation que les deux précédentes.

5.2.5 Profondeur des sources

La distribution des séismes en profondeur est communément considérée comme représentative des caractéristiques rhéologiques de la lithosphère (p.e. Doser et Kanamori (1972), Hobbs *et al.* (1986), Lamontagne et Ranalli (1996), Bourgeois *et al.* (2005)). Elle est même au cœur du débat qui oppose les tenants respectifs des modèles rhéologiques de lithosphère continentale de type "jelly sandwich" et "crème brûlée" (p.e. Jackson (2002), Afonso et Ranalli (2004), Burov et Watts (2006)). Mais la profondeur reste le paramètre spatial le moins bien déterminé par les algorithmes de localisation hypocentrale, en particulier à cause de l'anticorrélation qui la lie à l'heure d'origine. Si un intervalle de confiance de 25 km sur les déterminations hypocentrales peut paraître raisonnable compte tenu des dimensions de la région étudiée ($\sim 100\,000\text{ km}^2$), une telle incertitude serait de l'ordre de grandeur de l'épaisseur crustale et l'interprétation de la distribution des sources en profondeur avec une pareille indétermination resterait délicate. Sur les 1241 séismes relocalisés, plus de 95 % sont localisés avec une incertitude sur la profondeur (2σ) inférieure ou égale à 25 km. Ce taux descend à 50 % pour les séismes dont l'incertitude est inférieure ou égale à 10 km, à 25 % pour ceux localisés avec une incertitude inférieure ou égale à 5 km (figure 5.16).

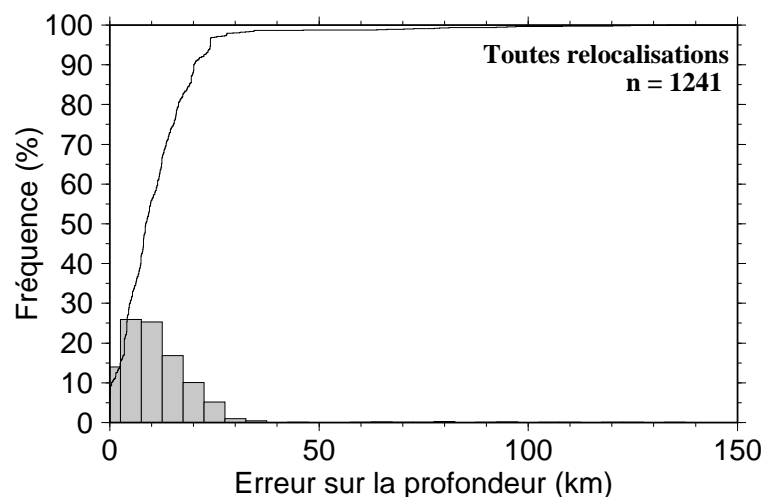


FIG. 5.16 – Distribution de l'erreur sur la profondeur pour les 1241 séismes relocalisés.

Distribution des profondeurs

Signalons tout d'abord que sur la totalité de la base de données, 20 séismes ont été localisés à des profondeurs extrêmement élevées (entre 50 et 450 km !). La valeur des incertitudes associées ne suffit pas à expliquer de telles profondeurs mais ces localisations sont probablement erronées et mériteraient au moins un ré-examen des sismogrammes. Ces séismes représentent moins de 2 % des événements et la vitesse du manteau n'a pas été modélisée. Seuls les séismes localisés à une profondeur inférieure à 40 km seront donc considérés dans la suite de ce travail.

Selon le BCSF, près de 95 % des séismes sont situés à 5 km de profondeur et environ 5 % à 10 km (figure 5.17). L'examen des autres histogrammes permet d'observer l'apport de la relocalisation sur la détermination hypocentrale. Comme pour les distributions épacentrales, la comparaison de la distribution obtenue à partir de la superposition des 10 échantillons sélectionnés au cours de la marche aléatoire à celle obtenue avec les modèles de vitesse modaux indique une certaine cohérence entre les deux types de résultats. De même, l'image de la sismicité en profondeur déterminée à partir des seuls événements dont l'incertitude sur la profondeur est inférieure à 5 km présente les mêmes caractéristiques que si la totalité des événements relocalisés est considérée.

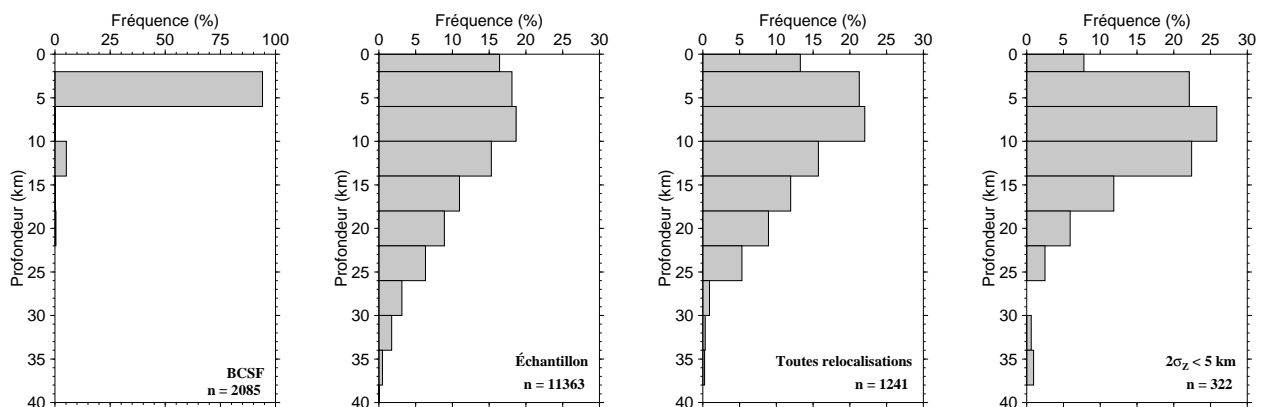


FIG. 5.17 – Distribution des séismes en fonction de la profondeur pour les localisations du BCSF, pour la totalité des dix échantillons de la distribution a posteriori, pour la totalité des séismes relocalisés à partir des modèles de vitesse modaux, et enfin pour les séismes relocalisés avec une incertitude à 2σ inférieure à 5 km sur la profondeur.

Épaisseur de la zone sismogène

Les histogrammes de la figure 5.17 indiquent que la sismicité augmente graduellement depuis la surface jusqu'à une profondeur de 8-10 km. Elle décroît ensuite jusqu'à la base de la croûte mais les localisations associées aux modèles de vitesse modaux montrent une activité essentiellement confinée aux 25 premiers kilomètres. Comme le rapportent Lamontagne et Ranalli (1996), la limite

inférieure de la zone sismogène est couramment assimilée à la profondeur D_{dec} à partir de laquelle la fréquence des séismes diminue (ici $\sim 8-10$ km), ou encore à la profondeur $D_{X\%}$ au-dessus de laquelle se produit un certain pourcentage ($X\%$, généralement entre 80% et 99%) des événements. Le tableau 5.4 pour différentes valeurs de X confirme que les caractéristiques présentées par la totalité des événements relocalisés sont les mêmes que celles indiquées par les séismes localisés avec une bonne précision. Si l'on considère que la profondeur de la zone sismogène peut être assimilée à $D_{80\%}$, celle-ci est de l'ordre de 15 km dans le Massif Armoricain, soit la moitié de l'épaisseur crustale. D'après les modèles de vitesse obtenus, une telle valeur est d'autre part compatible avec la profondeur à partir de laquelle la vitesse des ondes P commence à augmenter, ce qui permet d'envisager que cette limite marque le passage entre la croûte supérieure et la croûte inférieure.

La carte de la figure 5.18 présente les variations latérales de la profondeur de la zone comprenant 80 % des séismes dans le Massif Armoricain. Cette carte a été obtenue en ne considérant que les séismes dont l'incertitude sur la profondeur est inférieure à 10 km : on exclut ainsi les séismes les plus mal localisés tout en conservant un nombre de données suffisant pour que l'échantillon reste représentatif de la distribution. À chaque nœud d'une grille de maille 5 km, la profondeur $D_{80\%}$ est calculée à partir des séismes situés dans un cercle de 50 km de rayon si leur nombre est supérieur à 10. Le choix d'un rayon plus élevé que les valeurs de 15 ou 30 km utilisées dans les calculs précédents tient au fait que de ces dernières ne permettent pas une couverture satisfaisante de la carte.

Au premier ordre, on observe d'Est en Ouest une augmentation de $D_{80\%}$ entre 8 et 22 km environ. Les valeurs supérieures à celle déterminée pour la région entière (15 km, voir tableau 5.4) se répartissent à l'Ouest d'une ligne NNW-SSE qui comprend l'Ouest de la Bretagne et une partie du plateau continental, ainsi que dans une zone circulaire de 50 km de rayon environ située entre la Loire et la Vilaine. Sur la même figure, la carte correspondant à $D_{25\%}$ affiche des caractéristiques proches et montre ainsi une bonne cohérence de la distribution des séismes avec la profondeur.

5.2.6 Relation entre la sismicité du Massif Armoricain et ses caractéristiques physiques

Arguant du fait que les forces engendrées par la tectonique des plaques ne peuvent à elles seules rendre compte de la non-uniformité de la sismicité, Assameur et Mareschal (1995) suggèrent que la sismicité d'une région intraplaque telle que le Sud-Est du Canada peut être en partie contrôlée par ses caractéristiques locales. Leurs résultats montrent que les variations latérales de topographie et les hétérogénéités de densité dans cette région sont à même de produire un champ de contraintes du même ordre que celui dû à la tectonique des plaques. On notera d'autre part que les propriétés rhéologiques d'une telle région, qui jouent nécessairement un rôle dans les processus de déformation qui s'y produisent, portent généralement une part d'héritage et sont ainsi

X (%)	$\sigma_Z \leq 5$ km (317 séismes)	$\sigma_Z \leq 10$ km (639 séismes)	Tout (1139 séismes)
10	3 km	2 km	1 km
20	5 km	4 km	4 km
25	6 km	5 km	5 km
30	6 km	6 km	6 km
50	9 km	9 km	9 km
75	14 km	14 km	16 km
80	15 km	15 km	17 km
99	26 km	27 km	26 km

TAB. 5.4 – Comparaison des profondeurs-limite $D_{X\%}$ pour différentes valeurs de X , obtenues pour les séismes relocalisés avec une précision de 5 km, 10 km et pour la totalité des événements. Ces profondeurs montrent une bonne cohérence entre ces différents jeux de données.

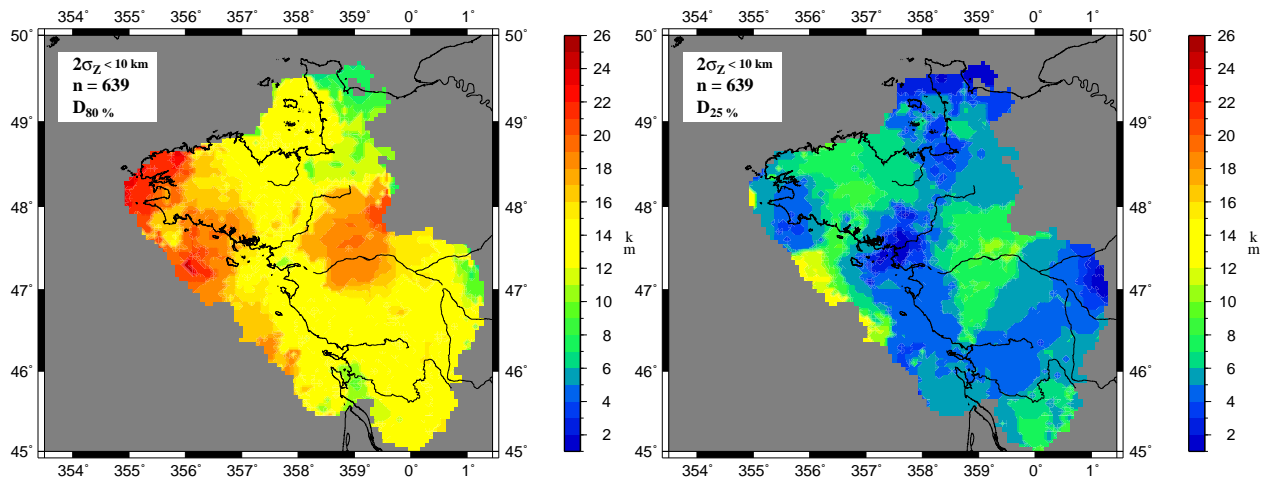


FIG. 5.18 – Variations latérales de la profondeur $D_{X\%}$ de la zone sismogène pour une valeur de X égale à 80 (à gauche) et à 25 (à droite). Les valeurs sont calculées par pas de 5 km pour les séismes situés dans un rayon de 50 km. Les deux cartes présentent des caractéristiques analogues qui suggèrent une cohérence dans l'organisation verticale de la sismicité.

indépendantes du contexte géodynamique environnant. Les variations de la topographie peuvent enfin refléter une activité tectonique récente, voire actuelle. Ces considérations justifient un examen des relations entretenues entre la sismicité d'une région et ses caractéristiques physiques connues. Aussi ce paragraphe est-il consacré à la comparaison entre la distribution de la sismicité du Massif Armoricaïn et les variations locales de la topographie, du flux de chaleur et de l'épaisseur crustale.

La morphologie du Massif Armoricaïn est marquée par des variations de sa topographie à grande échelle, dont l'expression est l'existence de trois hauts topographiques (Bonnet (1997)) : le Plateau Ouest-Armoricaïn au Nord-Ouest, le Bocage Normand au Nord-Est et la Gâtine au Sud-Est. L'existence des deux premiers est attribuée par Bonnet *et al.* (2000) à un flambage lithosphérique quaternaire à actuel, de faible amplitude et de grande longueur d'onde. Les auteurs considèrent ainsi la topographie de cette région comme un signal dynamique reflétant des processus tectoniques.

Le flux de chaleur mesuré en surface constitue une mesure indirecte du champ de température en profondeur. En effet, la mesure directe de ce paramètre étant impossible sur l'ensemble de la croûte, sa valeur peut être déduite du flux de surface, moyennant quelques hypothèses sur la distribution des sources en fonction de la profondeur et sur le flux sortant du Moho (p.e. Perry (2005)). Le comportement mécanique des roches étant essentiellement contrôlé par la température, certains auteurs ont cherché à mettre en évidence des relations entre la distribution des séismes et le flux de chaleur, supposé représentatif des perturbations du champ de température crustal (p.e. Chen (1988), Assumpção *et al.* (2004), Doser et Kanamori (1972)). Pour le Massif Armoricaïn, Mazabraud (2004) indique que la sismicité est préférentiellement localisée où les valeurs de flux de chaleur sont élevées. Il montre d'autre part que dans le cas du massif Central, ce sont les zones où les variations du flux sont les plus fortes qui semblent guider l'activité sismique. Nous verrons que l'analyse présentée ici permet de préciser ces observations. 40 mesures de flux de chaleur (avec environ 1 point de mesure tous les 1000 km²) ont été réalisées dans le Massif Armoricaïn entre la fin des années 70 et la fin des années 80 (Gable et Watremez (1979), Vignerresse *et al.* (1987), Jolivet *et al.* (1989)). Celles-ci montrent des variations latérales significatives, avec des valeurs de flux comprises entre 40 et 155 mW/m².

Les données de la sismicité seront enfin comparées à la topographie du Moho. Celle-ci peut d'abord traduire la réponse de la partie élastique de la lithosphère au champ de contrainte actuel, par flambage, comme cela est suggéré par Bonnet *et al.* (2000). Elle peut également correspondre à des réminiscences d'épisodes tectoniques passés. Lefort (2002) interprète ainsi une série d'ondulations de la surface du Moho sous le Massif Armoricaïn comme la trace de processus de boudinage associés à l'ouverture du Golfe de Gascogne au Crétacé.

Les trois cartes présentées dans la suite de ce paragraphe ont toutes été construites suivant le même protocole : les séismes relocalisés dont l'incertitude à 2σ est inférieure à 25 km en longitude et en latitude sont successivement superposés aux données de topographie et de bathymétrie, à la carte du flux de chaleur et enfin à celle des ondulations du Moho. La distribution des séismes

par rapport à chacune de ces grandeurs sera indiquée par un histogramme rouge dans l'encart situé en bas et à gauche de la carte. Pour comparaison, la distribution des valeurs de la grandeur considérée sur l'ensemble de la carte sera représentée par un histogramme gris. Le même type de représentation est utilisé pour les quatre graphiques situés à droite de la carte mais les séismes y ont été groupés par classe de densité (exprimée en séisme/km²) déterminée à partir des valeurs de surface des cellules de Voronoi associées à chaque séisme et sont présentés de haut en bas par valeur de densité croissante.

Topographie et bathymétrie

Les données topographiques sont issues de la base de données GTOPO30 et les données de bathymétrie ont été obtenues auprès du NDGC (National Geophysical Data Center). Celles-ci sont représentées sur la figure 5.19. Elles montrent (histogrammes gris) des valeurs échelonnées entre -250 m et +250 m et révèlent une répartition équilibrée de part et d'autre de la ligne de côte. L'information principale que procure la distribution des séismes (histogramme rouge) consiste en une plus forte représentation de la sismicité sur les parties continentales émergées, avec un mode de la distribution correspondant à des altitudes comprises entre 50 m et 100 m. L'analyse menée pour les quatre classes de densité définies indique de plus que cette distribution est d'autant plus décalée vers les altitudes élevées que la densité associée aux séismes est élevée. Les quatre classes définies représentent chacune environ 1/4 de la distribution.

Flux de chaleur en surface

La carte de flux de chaleur présentée sur la figure 5.20 correspond à la compilation des données publiées par Vasseur (1982) et Vignerresse *et al.* (1987), complétées pour les régions environnantes par les données disponibles sur le site <http://heatflow.und.edu> et qui correspondent à celles compilées par Pollack *et al.* (1993).

La sismicité ne paraît pas distribuée de manière uniforme par rapport au flux de chaleur. Celle-ci est essentiellement associée à des valeurs comprises entre 70 et 90 mW/m². Cette distribution s'avère d'autre part d'autant plus resserrée autour de ces valeurs que la densité des séismes est élevée. Sur la carte, les deux régions situées de part et d'autre de la ceinture principale de sismicité apparaissent associées à des flux de chaleur inférieurs à 70 mW/m². On note d'autre part que le couloir à faible concentration de séismes mis en évidence précédemment au cœur de cette ceinture coïncide avec un couloir de flux de chaleur élevé (> 90 mW/m²), associé à l'existence d'une zone de forte production de chaleur (Jolivet *et al.* (1989)). La relation avancée entre les valeurs du flux de chaleur et la sismicité ne permet cependant pas d'expliquer les faibles densités observées dans le Bocage Normand et le Cotentin, où le flux indiqué sur la carte est toujours supérieur à 70 mW/m², mais il faut souligner qu'aucune mesure n'a été effectuée en Normandie au-delà de la latitude

d'Avranches.

Profondeur du Moho

La carte de la figure 5.21 a été obtenue par interpolation des isocontours de profondeur digitalisés sur la carte publiée par Lefort (2002). La distribution des valeurs de profondeur de Moho où se répartit la sismicité se démarque nettement de celle de l'ensemble des valeurs de la carte et affiche un mode pour une épaisseur crustale de 34 km. Les séismes associés à une faible densité semblent répartis de manière uniforme, avec un mode peu marqué à 33 km. La distribution se resserre et se décale vers la valeur de 34 km, d'autant plus que la densité de séismes est élevée : cette classe de profondeurs rassemble d'ailleurs 75 % des séismes associés à une densité supérieure ou égale à 0,02 séisme/km². Comme dans le cas des valeurs de flux de chaleur, certaines faibles valeurs de densité ne peuvent s'expliquer par la relation mise en évidence ici. Le Sud-Ouest de la région, qui présente selon la carte une bande allongée NW-SE associée à des épaisseurs crustales élevées où la profondeur du Moho atteint localement 34 km, est caractérisée par une sismicité à peu près inexistante. Une telle observation, de même que les faibles densités observées dans le Bocage normand (ce malgré l'existence de stations proches) montrent que la sismicité, lorsqu'elle est présente, est concentrée dans les régions où la profondeur du Moho est importante mais que les variations latérales de cette dernière n'impliquent pas nécessairement une activité sismique significative.

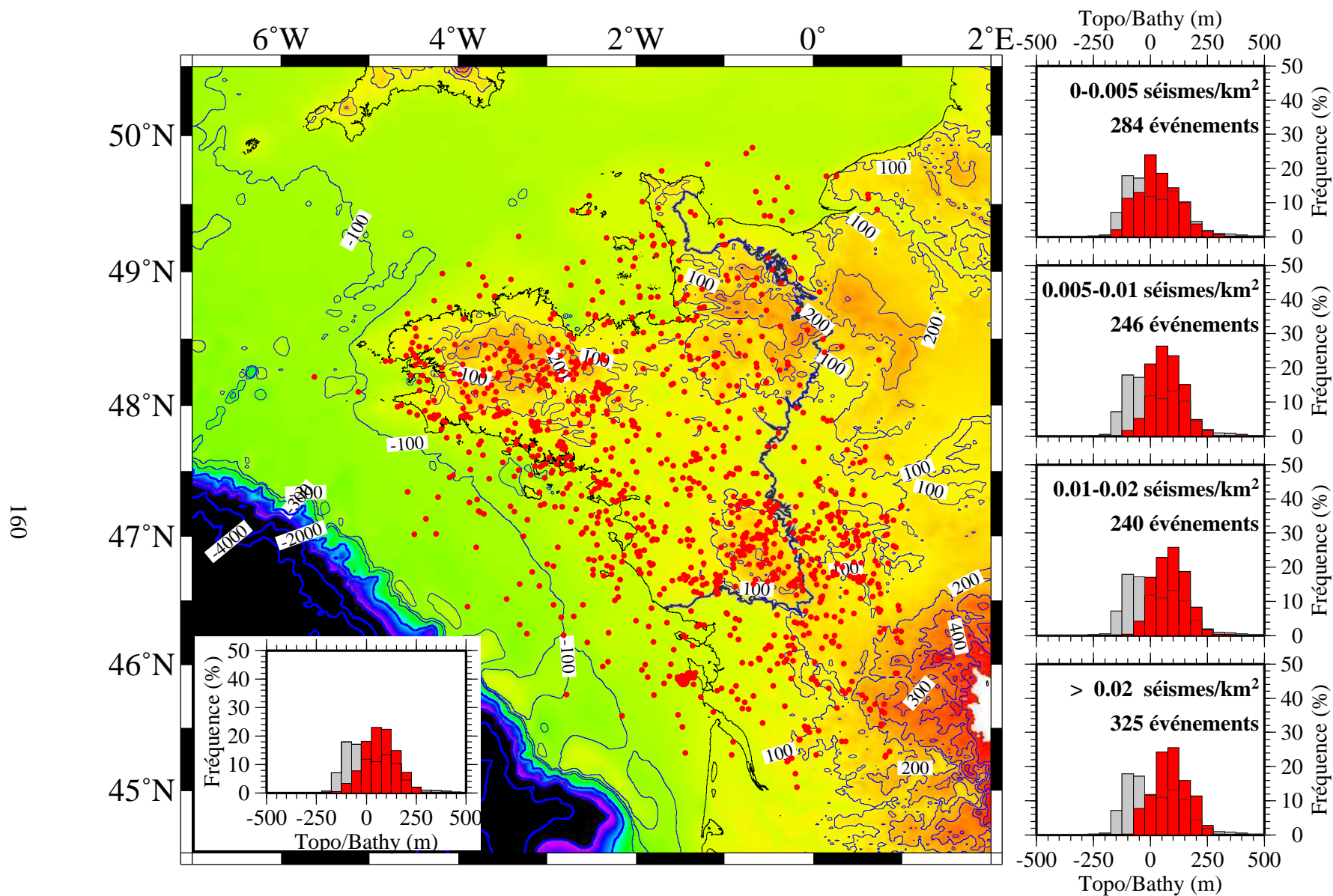


FIG. 5.19 – Relations entre la distribution des séismes (points rouges) et les données de topographie et de bathymétrie. L'encart situé en bas à gauche représente d'une part la distribution des valeurs de topographie/bathymétrie sur l'ensemble de la carte (histogramme gris) et la distribution des valeurs de topographie/bathymétrie associées à chaque séisme (histogramme rouge). Les quatre séries d'histogrammes disposées à droite de la carte sont construites suivant le même protocole, pour quatre classes de densité croissantes du haut vers le bas.

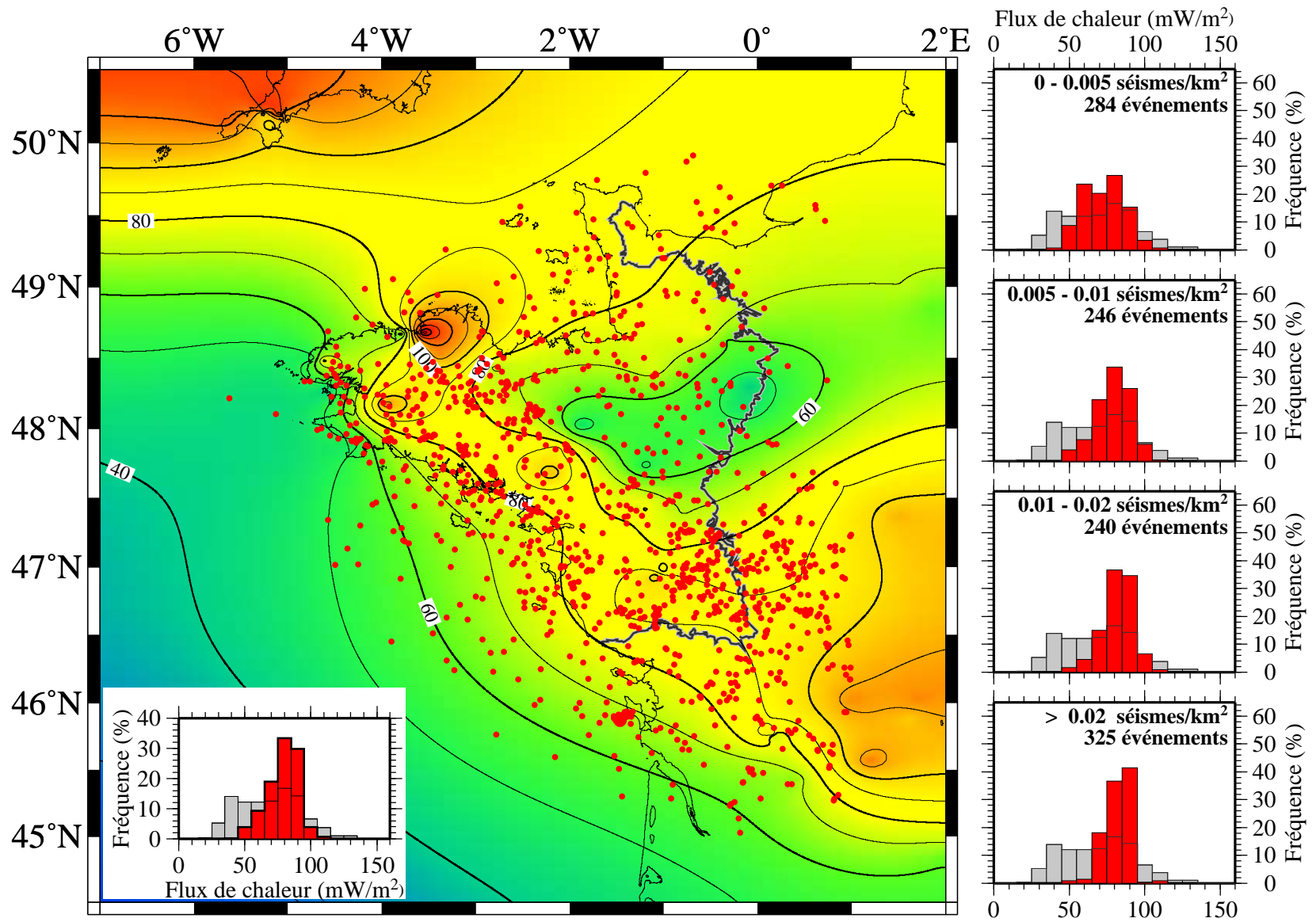


FIG. 5.20 – Relations entre la distribution des séismes et les données de flux de chaleur en surface. Même structure que sur la figure 5.19.

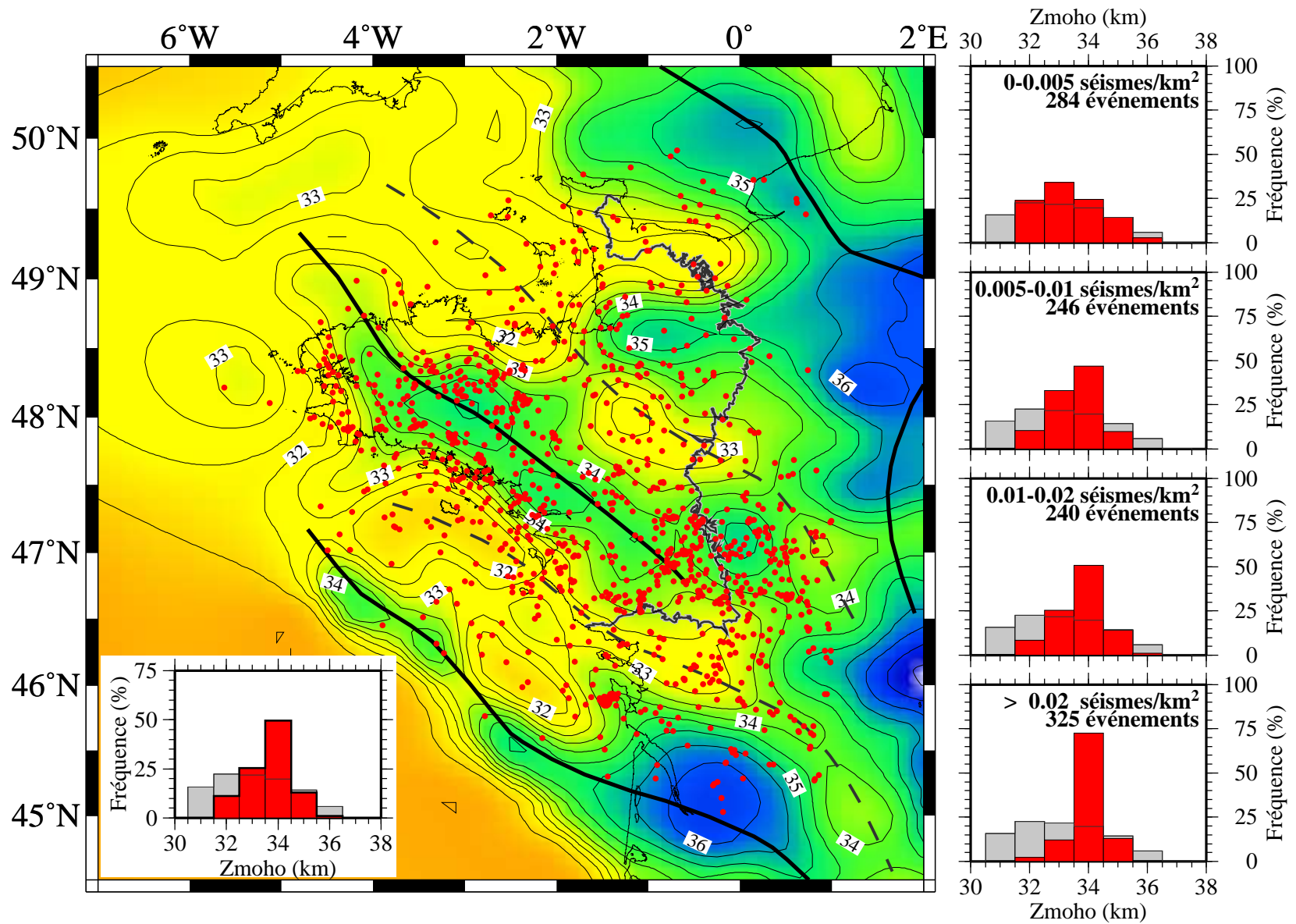


FIG. 5.21 – Relations entre la distribution des séismes et les variations de profondeur du Moho. Même structure que sur la figure 5.19. Les lignes en trait plein et en pointillé correspondent respectivement aux axes de forte profondeur et de faible profondeur décrits par Lefort (2002).

5.2.7 Comparaison à la marge sud-ouest africaine

Nous avons vu au chapitre 1 que la sismicité intraplaque du Massif Armoricaïn pouvait difficilement être comparée à celles d'autres zones continentales telles que le Canada ou le Massif Bohémien. Du fait de sa position en bordure de la plate-forme ouest-européenne, cette région présente peut-être plus d'affinités avec les marges de l'Atlantique Central et Sud. Les résultats obtenus par Deschamps (2005) pour ces zones suggèrent que la distribution de la sismicité de certaines d'entre elles dépend de la distance au talus continental. Dans le cas des marges africaines, cette distribution se répartit essentiellement sur les zones émergées et montre une succession de pics dont l'amplitude décroît à mesure qu'augmente la distance au talus. La faible densité de séismes observés en mer et la concentration de la sismicité sur la côte (si l'on excepte les séismes situés plus à l'Ouest, contrôlés par l'activité du Rift Est-Africain) constituent un premier point commun entre la marge passive du Sud-Ouest de l'Afrique et la marge ouest-armoricaine. Afin de comparer ces deux régions d'un point de vue quantitatif, j'ai donc entrepris de réaliser des profils de densité de la sismicité du Massif Armoricaïn. Dans un deuxième temps, la même procédure a été appliquée à la marge sud-ouest africaine.

Réalisation de profils de densité dans le Massif Armoricaïn

Le talus a été positionné à partir de la zone de rupture de pente identifiable sur la carte de la figure 5.22 et coïncide approximativement avec l'isobathe 200 m. Elle est représentée par une ligne orientée N130 et s'étend sur 550 km. Les profils de densité de la sismicité ont été réalisés à partir de cette ligne sur une distance de 800 km selon une direction N40 et concernent les deux cartes de densité de la figure 5.7 qui ont respectivement été obtenues pour un rayon de fenêtre de 15 et 30 km. Deux séries de profils ont donc été effectuées (figure 5.22) et le profil moyen correspondant à chacune d'elles a ensuite été calculé (figure 5.23).

Les profils moyens (courbes rouges de la figure 5.23 obtenus dans les deux cas montrent une distribution dominée par un signal symétrique et de grande longueur d'onde. Celui-ci présente une forme en cloche qui s'étend sur une distance de 500 km environ. À ce signal se superposent deux pics de faible amplitude situés dans sa partie centrale. Ces derniers traduisent la présence de la ceinture sismique déjà présentée et de son couloir à faible sismicité.

Réalisation de profils de densité sur la marge sud-ouest africaine

La sismicité du Sud de l'Afrique est représentée sur la figure 5.24. Les coordonnées des séismes ont été obtenues sur le site de l'IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology). La région présentée est située entre les latitudes 38°S et 18°S — soit entre Le Cap et le Nord de la Namibie — et s'étend d'autre part entre 10°E et 30°E en longitude. Les valeurs de la densité de séismes en tout point de la carte ont été calculées suivant la même procédure que dans le massif Armoricaïn (voir

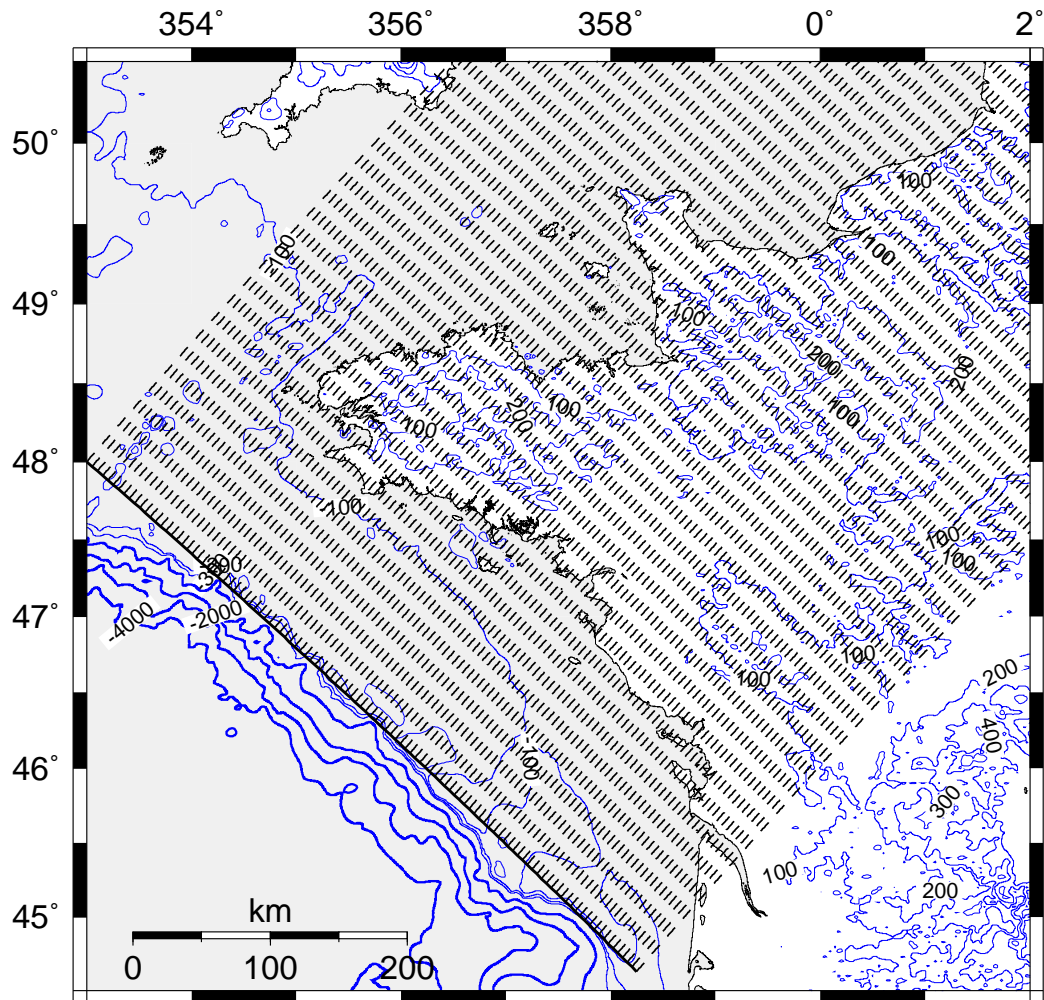


FIG. 5.22 – Carte bathymétrique et topographique de la zone d'étude, et position des profils effectués. La ligne en trait plein est orientée N130 et longe le talus continental, assimilé à l'isobathe 200-300 m. Les profils (pointillés) sont réalisés à partir de cette ligne vers le Nord-Est suivant une direction N40, tous les 5 km.

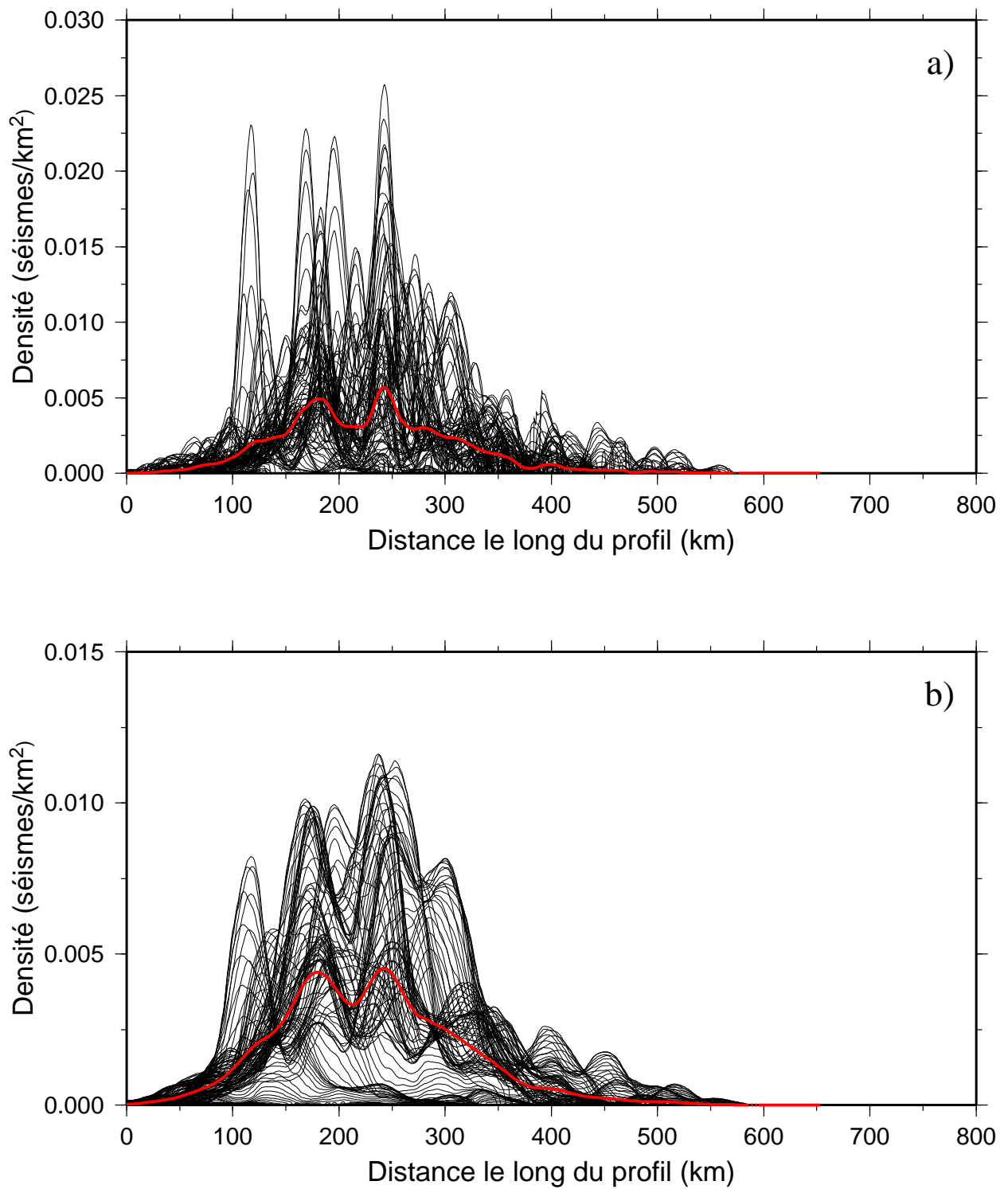


FIG. 5.23 – Profils de densité de séismes pour le Massif Armoricain, à partir des cartes obtenues avec un rayon de 15 km (en haut) et 30 km (en bas). Les profils effectués sont représentés en noir tandis que le profil rouge correspond au profil moyen.

paragraphe 5.2.1), pour deux rayons de fenêtre différents : le premier de 60 km (avec $\sigma=30$ km) ; le second de 30 km (avec $\sigma=15$ km). Compte tenu du peu de séismes localisés sur cette marge et de leur faible densité, l'utilisation d'un rayon de 15 km n'est pas apparue adaptée pour cette région.

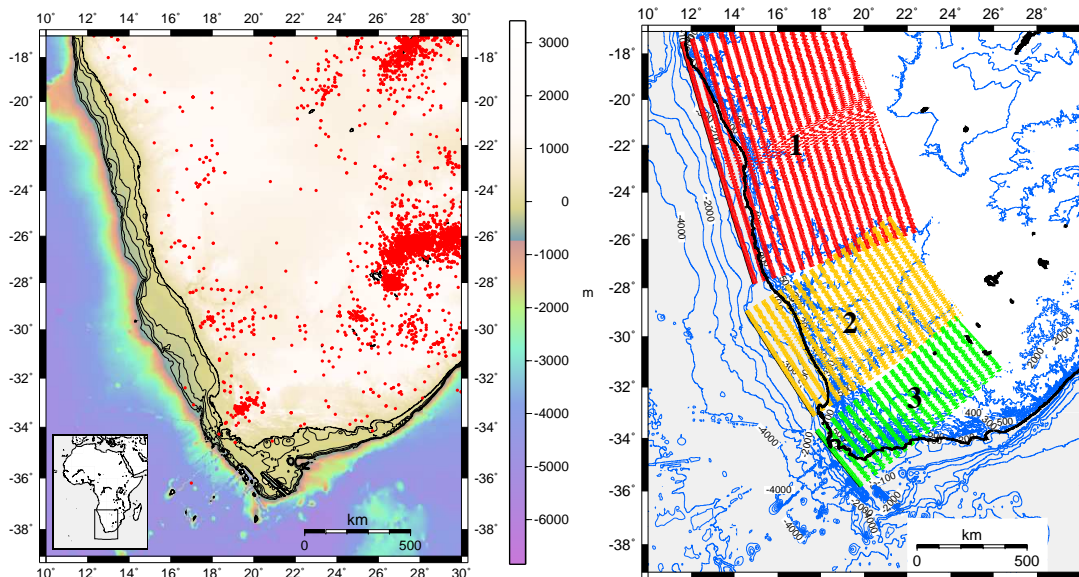


FIG. 5.24 – Carte de topographie, de bathymétrie et de sismicité de la marge sud-ouest africaine (à gauche) et position des trois séries de profils de densité effectuées. Au sein d'une même série, les profils sont espacés de 5 km.

Le long de la marge, le talus continental présente deux points d'inflexion. Sa trace cartographique n'est donc pas rectiligne et peut se diviser en trois segments à partir desquels ont été réalisées trois séries de profils de densité (séries 1, 2 et 3 sur la figure 5.24). La position du talus a été assimilée à la zone comprise entre les isobathes 200 m et 300 m. Les segments 1, 2 et 3 sont respectivement longs de 1200, 550 et 300 km orientés N165, N150 et N140. Enfin la longueur des profils est limitée à 800 km dans les trois cas, de manière à écarter les séismes les plus à l'Est, associés au Rift.

Les profils obtenus pour ces trois séries sont reportés sur la figure 5.25. Les deux premières séries présentent des valeurs de densité de l'ordre du millème de séisme par kilomètre carré, tandis que les densités indiquées pour la troisième série de profils atteignent des valeurs environ 10 fois supérieures. Ces dernières sont caractérisées par l'existence d'un pic situé à 100-150 km du talus contrôlée par la présence d'un essaim dans la région du Cap. La cohérence affichée par les ordres de grandeur des deux premiers profils et le caractère apparemment marginal des valeurs élevées de densité relatives à cette troisième série de profil laissent penser que celle-ci n'est pas représentative du fonctionnement de la marge et ne seront pas considérées dans la suite.

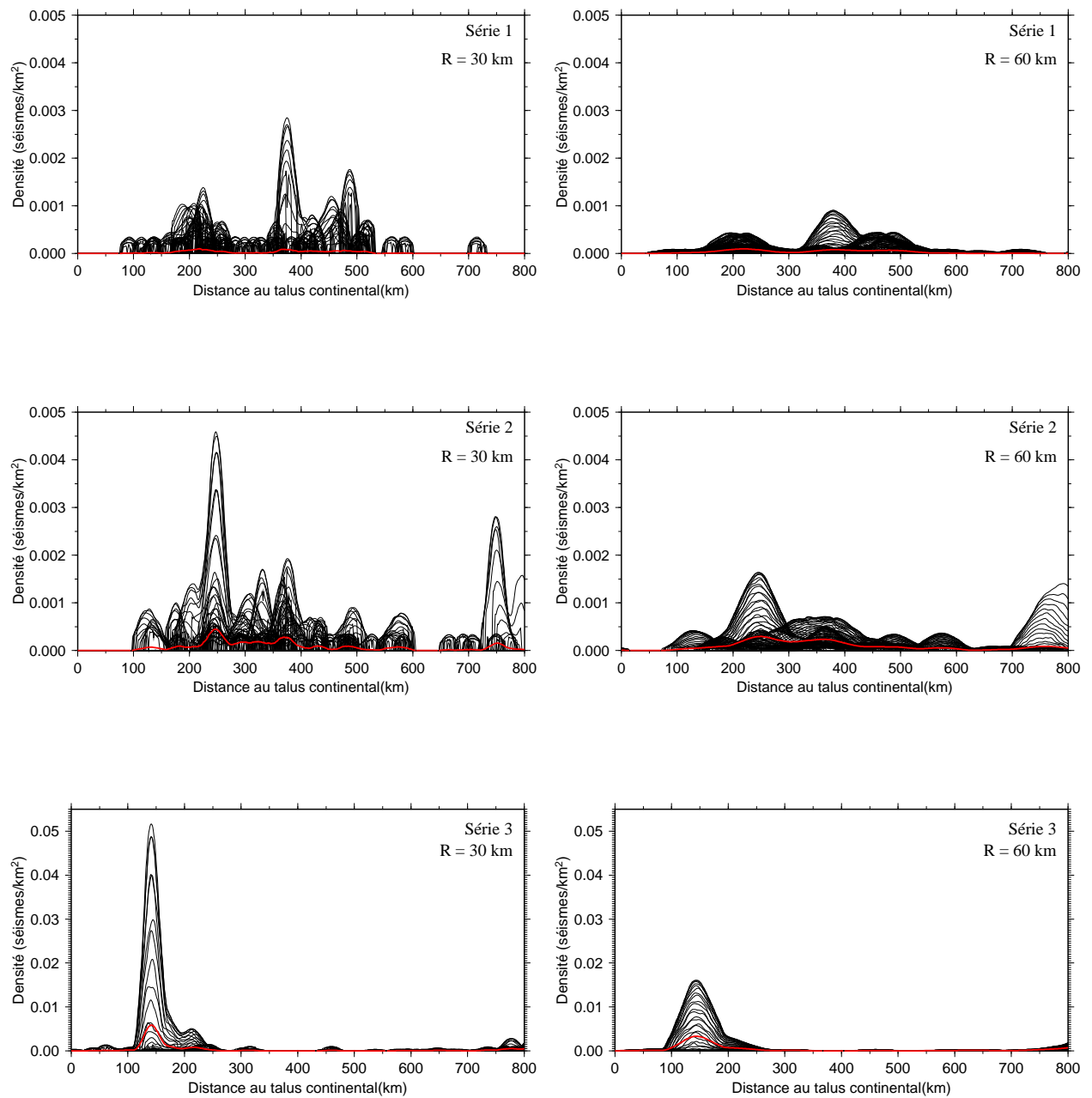


FIG. 5.25 – Profils de densité obtenus pour la marge sud-ouest africaine selon les trois profils (cf. figure 5.24 et avec deux rayon de fenêtre différents pour le calcul des valeurs de densité. Les profils réalisés sont représentés en noir, le profil moyen correspondant à chaque série en rouge.

Comparaison des résultats obtenus dans les deux régions

La figure 5.26 rassemble les profils moyens de densité de la sismicité en fonction de la distance au talus continental, pour la marge sud-ouest africaine d'une part, pour le Massif Armoricain d'autre part. Ceux-ci correspondent dans le premier cas à la moyenne des profils des séries 1 et 2 (voir figures 5.24 et 5.25) et aux profils moyens déjà présentés sur la figure 5.23 dans le second. Les distributions de la densité de séismes de ces deux régions présentent une forte similitude : on retrouve en effet dans le cas de l'Afrique un signal principal de grande longueur d'onde, montrant une forme en cloche et réparti sur une distance de 500 à 600 kilomètres.

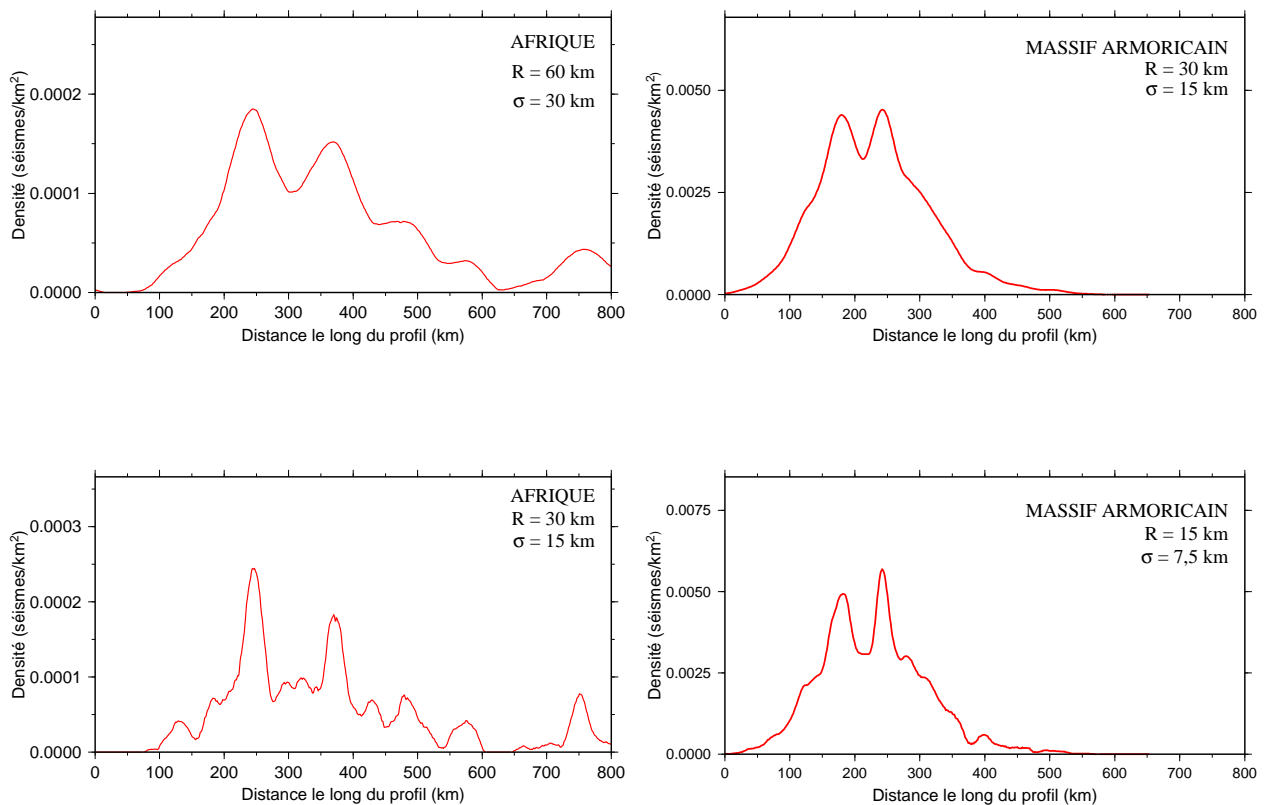


FIG. 5.26 – Comparaison des profils de densité obtenus pour la marge sud-ouest africaine et pour le massif Armoricain. Les valeurs de R et de σ se rapportent à l'équation 5.1.

Discussion

L'analyse de la distribution de la sismicité dans le Massif Armoricain et sur la marge sud-ouest africaine montre que celle-ci affiche une dépendance à la distance au talus continental dans les deux cas. Ceci suggère qu'un même processus contrôle la sismicité dans ces deux régions. Un examen des données de flux de chaleur pourrait permettre une comparaison des valeurs de ce

paramètre. Celles-ci présentent en tout cas un relief et une profondeur de Moho (~ 40 km dans le cas de l'Afrique) très différents. D'autre part elles n'évoluent pas dans le même environnement géodynamique actuellement. Ce que révèlent les similitudes observées, c'est alors peut-être le seul point commun qui lie ces deux régions, celui d'avoir connu un épisode de rifting continental au Mésozoïque et de demeurer actuellement en bordure d'un continent, en domaine intraplaque. Si tel est le cas, ce résultat pose la question de la part de l'héritage géologique et structural dans l'activité tectonique de ce type de régions. Thomas (2006) a pu mettre en évidence le rôle prépondérant des zones de faiblesse héritées dans la structuration des marges continentales et suggère que celles-ci puissent également jouer un rôle dans la sismicité actuelle.

5.3 Bilan

L'objectif principal de ce chapitre était la présentation des résultats des inversions réalisées au cours de ce travail, à savoir les modèles de vitesse des différentes sous-régions définies et les relocalisations accomplies. Les modèles de vitesse obtenus présentent certaines similitudes. Ils montrent une partie supérieure de la croûte (0-16 km) où la vitesse est constante et de l'ordre de 6,0 km/s, à l'exception toutefois de la sous-région la plus méridionale qui porte la signature des sédiments du bassin Aquitain. La couche la plus superficielle est généralement mal contrainte par les données. Il en va de même pour la partie inférieure de la croûte, du fait de la distribution de la majeure partie des séismes dans la croûte supérieure. La vitesse des ondes P y est croissante. La vitesse des ondes P_n est généralement bien résolue et varie entre 7,9 et 8,2 km/s. L'analyse des distributions épacentrales met en évidence des relations possibles entre la sismicité et les variations latérales de la topographie, du flux de chaleur et de la profondeur du Moho. Enfin la comparaison de la distribution des séismes du Massif Armoricaïn à celle de la marge sud-ouest-africaine a permis de mettre en évidence une certaine similitude entre ces deux régions. L'ensemble de ces résultats sont synthétisés et discutés dans le chapitre suivant.

Chapitre 6

Synthèse et interprétation

6.1 Sismicité et propriétés rhéologiques de la croûte armoricaine

6.1.1 Une ceinture à forte densité

Les résultats obtenus après relocalisation permettent de préciser l'image délivrée par la répartition des séismes dans le Massif Armoricain. Malgré la persistance du caractère diffus de cette sismicité, probablement due en partie à la faible couverture de cette région par les réseaux sismologiques, il apparaît que la distribution des séismes n'est pas uniforme. Les cartes de localisation produites indiquent en effet l'existence d'une ceinture à forte densité de séismes, large d'environ 100 km et orientée NW-SE sur une distance de 600 km. Son activité apparaît concentrée sur ses bordures, qui délimitent ainsi un couloir central faiblement sismique. Sa bordure orientale longe la Faille de Quessoy-Nort-sur-Erdre jusqu'à la vallée de la Loire où elle présente une virgation vers l'Est. Sa bordure occidentale correspond à une zone comprise entre la ligne de côte et la branche sud du Cisaillement Sud-Armoricain. Ses deux bordures correspondent aux zones représentées en gris-clair sur la figure 6.2, tandis que son couloir central est figuré par la bande gris-foncé.

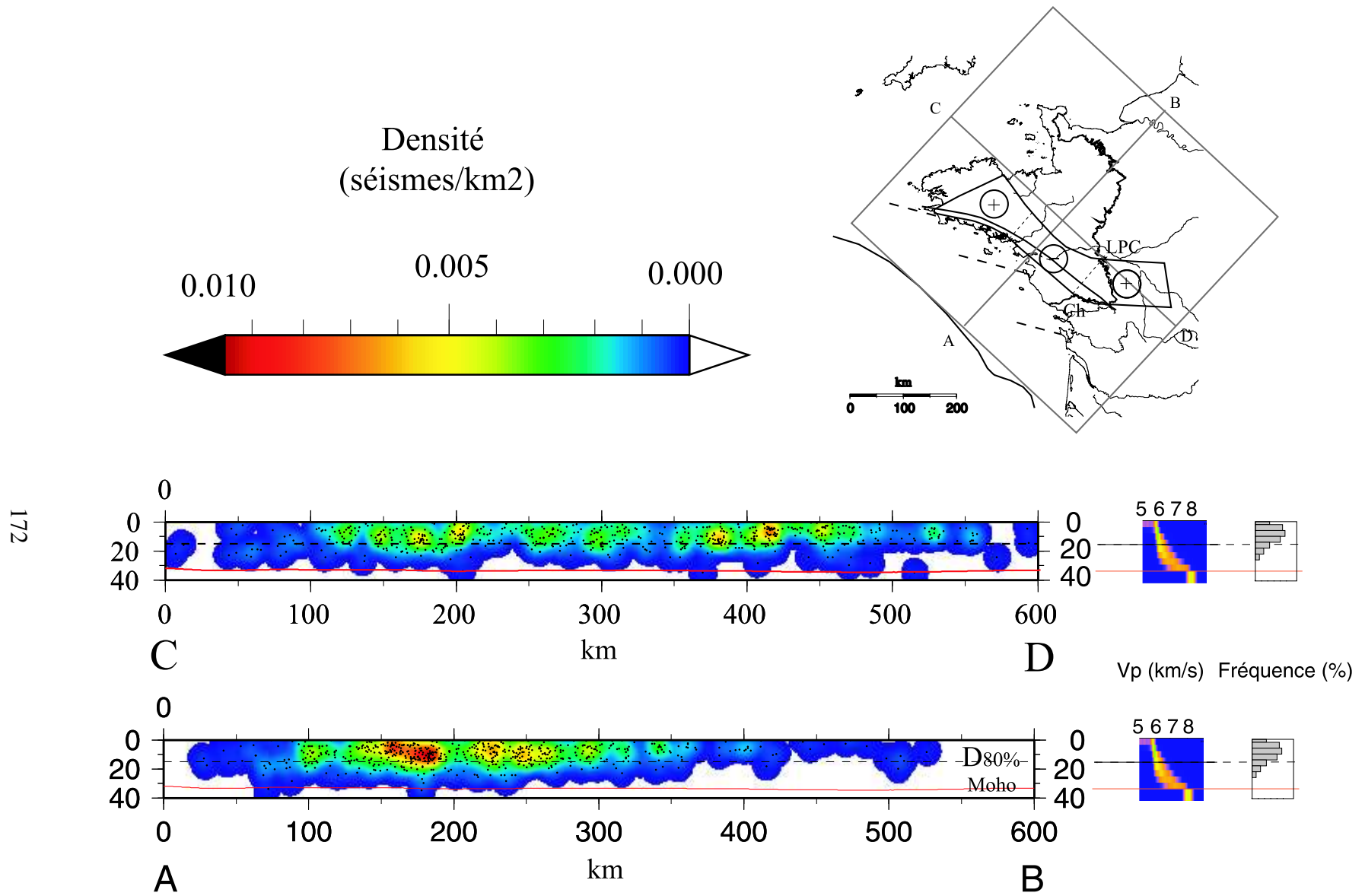


FIG. 6.1 – Carte synthétique représentant la ceinture à forte sismicité mise en évidence dans le Massif Armoricain. Les + et les - correspondent respectivement aux zones à forte sismicité et à faible sismicité à l'intérieur de la ceinture. Les profils AB et CD sont également représentés, ainsi que leur position sur la carte. À droite de chaque profil est présenté un exemple de profil de vitesse d'onde P obtenu au cours de l'inversion et le diagramme de distribution des séismes avec la profondeur. Les indications Ch et LPC sur la carte indiquent les positions de Chantonay et des Ponts-de-Cé.

6.1.2 Relations entre sismicité, topographie, flux de chaleur et profondeur du Moho

Comme l'ont souligné Assameur et Mareschal (1995), les contraintes engendrées par la tectonique des plaques ne permettent pas à elles seules d'expliquer les hétérogénéités de la distribution des séismes. Les variations locales des propriétés physico-chimiques et donc rhéologiques de la région doivent donc être prises en compte pour expliquer la sismicité d'une zone intraplaque telle que le Massif Armoricain, en plus du champ de contraintes dû au contexte géodynamique environnant. La répartition de cette sismicité n'est pas quelconque. Celle-ci se distribue tout d'abord essentiellement sur les parties continentales émergées. Elle montre d'autre part une bonne corrélation avec la profondeur du Moho. En particulier, les séismes sont plus nombreux et plus densément distribués dans les zones où l'épaisseur de la croûte atteint 34 km (si les profondeurs relatives de la carte de Lefort (2002) correspondent aux profondeurs absolues). Les variations du flux de chaleur traduisent des variations du champ de température en profondeur pouvant impliquer des contrastes latéraux de rhéologie à l'intérieur de la croûte. La comparaison de la sismicité aux données de flux de chaleur disponibles dans le Massif Armoricain montre que les zones où celui-ci est inférieur à 70 mW/m² sont associées à une faible densité de séismes. Ceux-ci se répartissent préférentiellement entre 70 et 90 mW/m², qui apparaît donc comme un intervalle favorable à l'activité sismique pour cette région. La ceinture à forte densité de séismes correspond à une zone de forte production de chaleur crustale qui résulte en un flux relativement élevé en surface. Le couloir central de faible densité de séismes correspond quant à lui à une zone où le flux est supérieur à 90 mW/m², qui semble constituer une borne au-delà de laquelle les séismes deviennent moins nombreux. Des variations latérales de comportement mécanique se superposent donc à la stratification verticale de la croûte.

6.1.3 Une part d'héritage

Les ondulations du Moho orientées NW-SE sont attribuées par Lefort (2002) à une réminiscence de la phase d'ouverture du Golfe de Gascogne au Crétacé. Si cette hypothèse est vérifiée, elle suggère un contrôle des déformations actuelles par des hétérogénéités héritées dont l'échelle est au moins crustale. Selon l'interprétation proposée par Vignerresse *et al.* (1989), les variations de flux de chaleur traduisent les épisodes successifs d'enrichissement de la croûte en éléments radiogéniques, liés à l'orogénèse cadomienne et à son érosion, puis aux derniers épisodes magmatiques de l'orogénèse hercynienne. La ceinture de forte production de chaleur crustale mise en évidence par ces auteurs se superpose à la ceinture à forte densité de séismes identifiée dans ce travail. Compte tenu de ces observations, il paraît donc envisageable que les bordures de la ceinture à forte sismicité constituent des limites (verticales) entre des zones de rhéologie différente et que ces différences soient liées à l'histoire géologique de la région. Le Pichon (2005) souligne

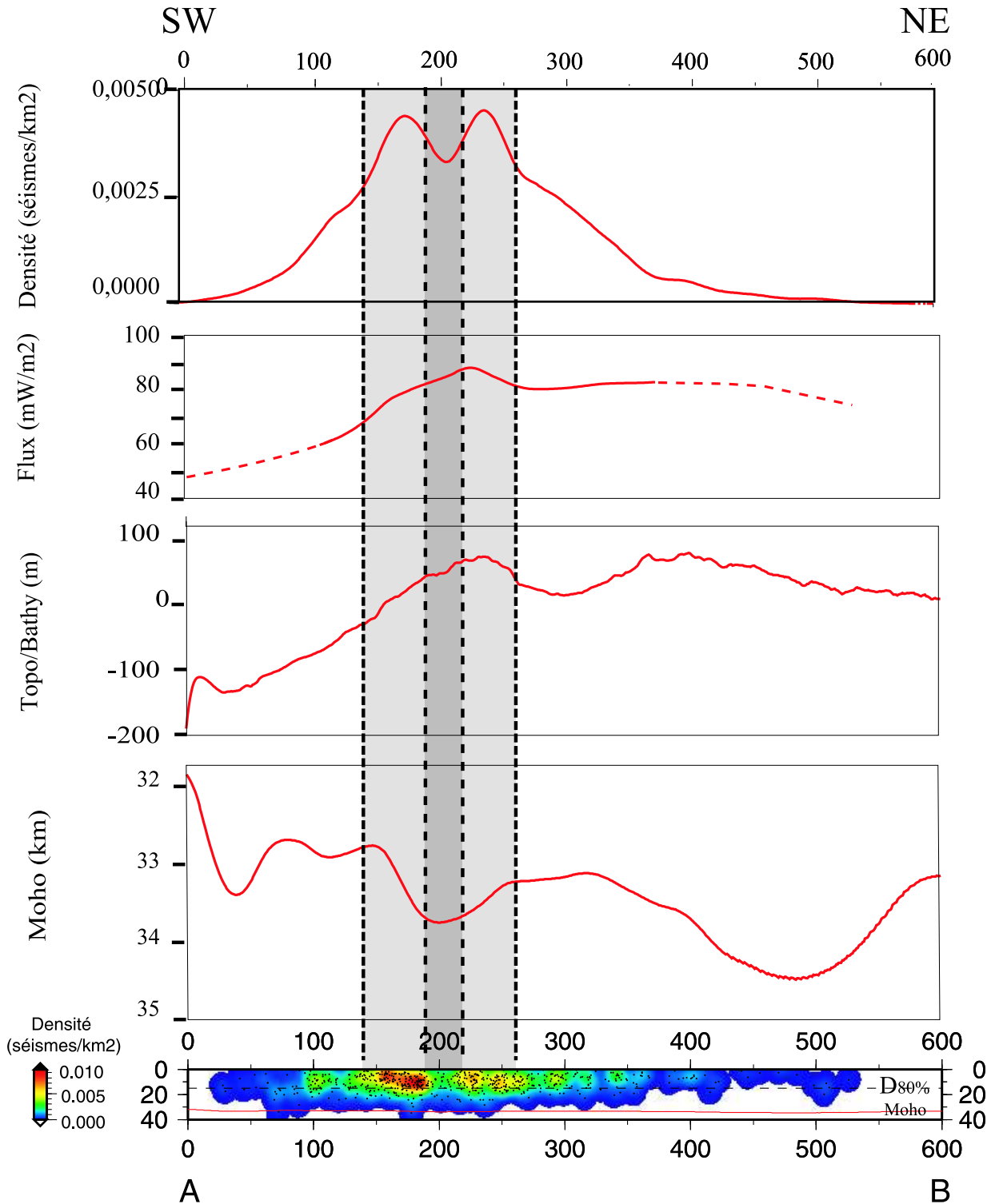


FIG. 6.2 – Profils réalisés selon la direction AB (cf. figure 6.1) orientée N40. De bas en haut : profil de densité des séismes en profondeur, profil moyen de la profondeur du Moho, de la topographie, du flux de chaleur en surface et profil de densité moyen de la distribution épacentrale le long du profil. Le profil de densité en profondeur a été obtenu sur une grille de maille 1 km au moyen d'une fenêtre glissante de rayon 10 km. Celui-ci n'est réalisé qu'avec les séismes dont l'incertitude à 2σ est inférieure à 10 km. La profondeur $D_{80\%}$ y est indiquée par le trait pointillé noir, le Moho par la ligne rouge. Un modèle de vitesse représentatif de la région, ainsi que l'histogramme de distribution des séismes en profondeur est positionné à droite du profil. Les zones grisées indiquent la position de la ceinture à forte densité de séismes.

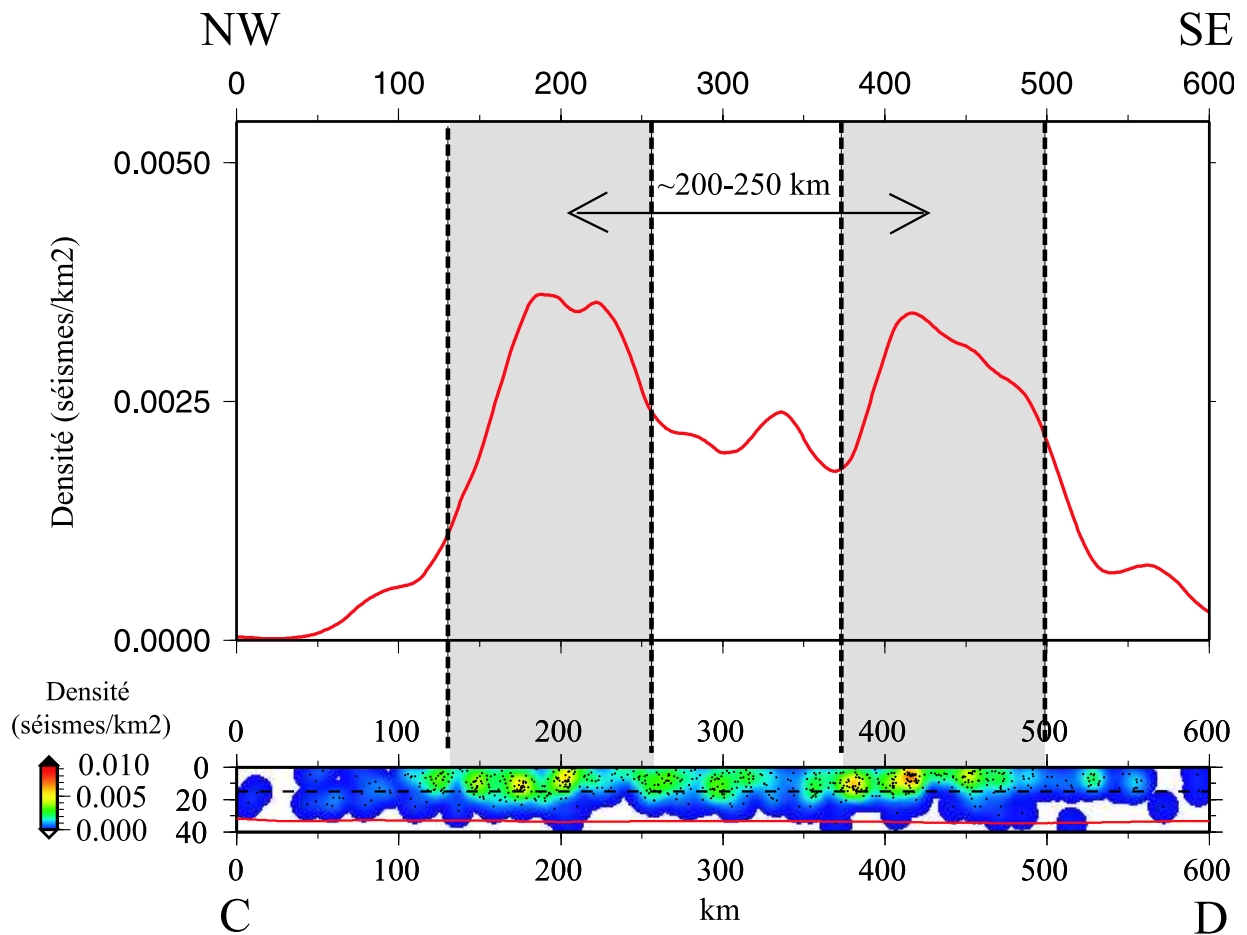


FIG. 6.3 – En bas : profil de densité de la sismicité en fonction de la profondeur selon le profil CD orienté N130 (cf. figure 6.1). Les mêmes valeurs que pour la figure 6.2 ont été utilisées pour calculer les valeurs de densité. En haut : profil de densité moyen de la distribution épiscopentrale déterminé selon la même direction.

d'ailleurs que l'hétérogénéité des propriétés physiques de part et d'autre d'une faille est constitutive des failles en général. Une perspective logique de cette thèse sera donc de construire, à partir des données topographiques, gravimétriques et de flux de chaleur, des profils rhéologiques de la croûte qui permettront une analyse plus précise de la sismicité en profondeur.

6.1.4 Profondeur des sources

La définition de la profondeur de la zone sismogène comme marquant la limite au-dessus de laquelle se produisent 80 % des séismes ($D_{80\%}$, Lamontagne et Ranalli (1996)) indique que celle-ci est de l'ordre de 15 à 16 km dans le Massif Armoricaire, ce qui paraît en bon accord avec la distribution des densités de séismes en profondeur sur toute la longueur des profils réalisés (figures 6.2 et 6.3). Les modèles de vitesse d'onde P déduits de l'inversion des temps d'arrivée montrent que cette portion de la croûte est caractérisée par une vitesse constante de 6,0 km/s et que celle-ci augmente ensuite graduellement dans les parties plus profondes. Ceci confirme que cette profondeur est associée dans cette région à une transition significative des propriétés crustales. Les profils géothermiques calculés par Vignerresse *et al.* (1988) à partir des données de flux et de production de chaleur en surface indiquent que la température de 300°C, qui marque le début de la plasticité du quartz (Scholtz (1997)), est atteinte pour une profondeur variant respectivement de 15 km à 25 km suivant que l'on considère une répartition exponentielle ou linéaire de la production de chaleur avec la profondeur. La décroissance de la sismicité observée sur les histogrammes de répartition des séismes à partir d'une profondeur de 10 km montre que cette transition est graduelle, comme le souligne Scholtz (1997). Le géotherme calculé par Vignerresse *et al.* (1988) est compatible avec l'hypothèse avancée au chapitre 3 selon laquelle le séisme de Lorient s'est produit au-dessus de la transition fragile-ductile définie par le début de la plasticité du quartz (300°C, 15 km) mais la profondeur de la zone sismogène de cette région (~ 18 km) est plus élevée que la moyenne observée pour l'ensemble du Massif Armoricaire. Une détermination précise des variations latérales de la zone sismogène, associée aux mesures de flux de chaleur, pourrait donc permettre de contraindre, dans une étude future, la répartition des sources de chaleur à l'intérieur de la croûte.

6.1.5 Considérations énergétiques

Deux bordures différentes

Si la répartition de la sismicité permet d'individualiser des domaines de rhéologies différentes et que des failles sont localisées en bordure de ces domaines, cela signifie que celles-ci constituent des frontières dans un milieu hétérogène. Les cartes de densité de la sismicité indiquent que le Cisaillement Sud-Armoricaire et la Faille de Quessoy sont jalonnés de petits essais sismiques. Toutefois, la carte de densité d'énergie de la figure 5.15 fournit également une information supplémentaire. Elle fait apparaître des différences entre la bordure est et la bordure ouest de la ceinture à forte

sismicité, en particulier dans sa partie nord. La quantité d'énergie libérée sur sa bordure occidentale est supérieure à celle libérée sur sa bordure orientale. Les séismes associés au Cisaillement Sud-Armoricain se caractérisent fréquemment par des magnitudes supérieures ou égales à 3,5 alors que ceux qui se produisent le long de la Faille de Quessoy, bien que nombreux également, ont des magnitudes toujours plus faibles.

Le Cisaillement Sud-Armoricain est une zone de failles héritée de la structuration hercynienne, le long de laquelle ont été accommodés des déplacements de l'ordre de la centaine de kilomètres. Cette structure est vraisemblablement d'échelle lithosphérique (Judenherc (2000)) et constitue un accident majeur du Massif Armoricain. Sa branche nord sépare le Domaine Centre-Armoricain, peu déformé au cours de l'orogénèse hercynienne, du Domaine Sud-Armoricain qui a connu un fort épaissement au cours du chevauchement. Elle sépare d'autre part la zone à forte densité de séismes observée dans le Sud-est de la région de celle apparemment dépourvue de sismicité située entre la Vilaine et une ligne Chantonnay-Les-Ponts-de-Cé.

L'accident de Quessoy-Nort-sur-Erdre est quant à lui l'expression de la fracturation post-hercynienne, donc plus récente. Il montre une trace discontinue en surface et n'a pas conduit à des déplacements significatifs. Il n'est donc pas immédiat que cette faille puisse séparer des zones de natures rhéologiques différentes.

Les zones situées de part et d'autre du Cisaillement Sud-Armoricain se caractérisent par des contrastes rhéologiques plus importants celles situées de part et d'autre de la faille de Quessoy et offrent donc la possibilité d'une propagation de la rupture sur une plus grande longueur de faille. Ceci peut expliquer les plus grandes magnitudes observées. On notera que la direction de Quessoy, qui est aussi celle de la faille Kerforne qui recoupe l'extrémité ouest de la Bretagne, s'est développée de manière sécante aux structures hercyniennes préexistantes et ne semblent donc pas avoir été contrôlées lors de leur initiation par cet héritage structural.

Les variations de la quantité d'énergie libérée observées entre ces deux bordures indiquent que la rupture affecte dans les deux cas des milieux différents. L'analyse du séisme de Lorient a permis de déterminer la valeur de la chute de contraintes associée à un séisme localisé sur le Cisaillement Sud-Armoricain et montre que la rupture s'est produite avec peu de friction. La détermination de la chute de contraintes associée aux séismes distribués le long de la faille de Quessoy pourrait permettre de préciser les différences soulignées ici.

Les alignements N105 du plateau continental

La carte de densité d'énergie libérée ρ_E a permis de confirmer les caractéristiques principales mises en évidence à partir de la carte de densité de séismes ρ_S , à savoir l'existence d'une ceinture active orientée N130 à laquelle se trouve associé un couloir à faible sismicité. Son orientation et son extension semblent guidées par des structures héritées identifiables en surface. Il faut toutefois rappeler que la massif Armoricain est une région intraplaque à sismicité modérée, où la sismicité

affecte un milieu préfracturé en profondeur mais que la rupture ne se propage pas jusqu'en surface. Ainsi, s'il a été montré (Bonnet (1997)) que les processus tectoniques peuvent avoir une signature morphologique à l'échelle des temps géologiques, ça n'est pas le cas pour des processus instantanés tels que la sismicité.

La carte des variations de ρ_E met en évidence trois alignements de séismes de magnitude supérieure ou égale à 3,5 et orientés N105, localisés sur le plateau continental armoricain et qui étaient occultés sur la carte de ρ_S , d'après laquelle l'activité de cette zone apparaissait négligeable.

Soulignons tout d'abord qu'une telle orientation ne correspond à aucune direction connue dans le Massif Armoricain. De plus on ne la retrouve pas sur les parties émergées, à l'exception peut-être de la côte de Bretagne méridionale où elle se trouve parallèle aux structures identifiées en mer par Delanoë *et al.* (1972). Bien qu'il ne soit pas acquis que ces alignements aient une signature géologique linéaire (faille au sens géologique du terme), leur présence mérite d'être soulignée et pourra faire l'objet d'investigations ultérieures. La réalisation de mécanismes au foyer, s'ils sont bien contraints, pourront notamment permettre d'assigner une affinité géodynamique à ces événements. Par exemple, s'ils traduisent la fermeture du Golfe de Gascogne par rotation horaire, ils doivent montrer un mouvement inverse à composante senestre. Le faible nombre et les solutions disparates présentées par les mécanismes au foyer actuellement disponibles (voir par exemple Mazabraud (2004)), ne permettent malheureusement pas de déterminer la nature du champ de contraintes dans cette région de manière univoque.

Ces alignements, seulement présents en mer, sont enfin un argument supplémentaire en faveur de l'hypothèse d'une zonation rhéologique de la région entre les parties continentales émergées et immergées. C'est en effet la seule explication possible aux différences observées de part et d'autre de la côte si le champ de contraintes est uniforme sur l'ensemble de la région.

6.1.6 Répartition de la sismicité le long de la ceinture à forte densité de séismes

Une caractéristique importante de la distribution des séismes dans la ceinture à densité de sismicité élevée est qu'elle présente à ses extrémités nord-ouest et sud-est deux zones d'une centaine de kilomètres où la majeure partie des séismes est concentrée (figure 6.3). La première est localisée au niveau du Plateau Ouest-Armoricain et la seconde à cheval entre le Bocage Vendéen (la Gâtine) et le Bassin Parisien. Entre les deux se situe une zone à faible densité de sismicité, qui s'étend du Sud-Est vers le nord-Ouest entre le Marais Poitevin et l'embouchure de la Vilaine.

Bien sûr, le manque de stations sismologiques entre la Loire et la Vilaine peut résulter en un manque d'observations des séismes de cette zone et la mise en place de réseaux y est souhaitable. Toutefois, si les variations de densité observées sur une courte période de temps (1980-2004) sont représentatives des déformations que subit le Massif Armoricain à l'échelle des temps géologiques,

une interprétation géodynamique de ces variations peut être proposée. La longueur d'onde observée entre les deux zones à forte sismicité est de l'ordre de 200 à 250 km. Une telle longueur d'onde est compatible avec celle invoquée dans les processus de flambage lithosphérique suggérés par les résultats de Bonnet *et al.* (2000) et qui seraient liés à la compression alpine. Si tel est le cas, cela signifie que la sismicité du Massif Armoricaïn est l'expression "instantanée" et à l'échelle crustale de processus lithosphériques et développés sur l'échelle de millions d'années. La limite sud-est de la zone à faible sismicité est particulièrement nette si l'on observe la carte des distributions épacentrales et correspond à un alignement de séismes selon une direction SW-NE entre Chantonay et les Ponts-de-Cé. Sa limite nord-ouest, au niveau de la vallée de la Vilaine, est parallèle à cette direction. Un examen de la carte géologique de France au 1 : 1 000 000 révèle que la quasi-totalité (le col du Cotentin mis à part) des terrains cénozoïques et quaternaires du Massif Armoricaïn est localisée dans cette zone (figure 6.4), ce qui témoigne du fait qu'elle a constitué un bas topographique dès le Cénozoïque. Son individualisation par rapport aux zones à fortes sismicité n'est donc sans doute pas fortuite.

L'ensemble de ces observations peuvent appuyer l'hypothèse d'une réponse de la croûte fragile à un processus de flambage lithosphérique pour expliquer l'organisation de la sismicité du Massif Armoricaïn le long de sa ceinture à forte sismicité. Cette hypothèse demande cependant à être validée. Il faudrait pour cela pouvoir expliquer la présence de séismes sur les "anticlinaux" de la lithosphère et leur absence sur les "synclinaux".

6.2 Conclusion

Il apparaît que la sismicité du Massif Armoricaïn semble porter une double signature : (1) celle de son héritage géologique et structural, révélée par les profils N40 (figure 6.2) et qui traduit la structuration NW-SE de la région ; (2) celle de la déformation intraplaque engendrée en champ lointain par les forces aux limites des plaques et qui s'exprime parallèlement aux profils N130 (figure 6.3). De l'édification de l'orogénèse cadomienne puis de son démantèlement, cette région a hérité d'une croûte enrichie en éléments radiogéniques, remobilisés lors des événements hercyniens. Il en résulte une zone à forte production de chaleur crustale qui peut déterminer des contrastes rhéologiques à même de guider la déformation de la croûte dans cette région. Le faisceau de failles associées au Cisaillement Sud-Armoricaïn constitue un autre élément d'hétérogénéités latérales des propriétés de la croûte armoricaïne qui a d'ailleurs pu jouer un rôle dans la structuration de la marge lors de l'ouverture du Golfe de Gascogne. La longueur d'onde séparant les zones à forte sismicité le long de la ceinture mise en évidence suggèrent d'autre part que les déformations observées à travers la sismicité sont compatibles avec les processus de flambage lithosphérique associés à la poussée alpine. Les études futures de la sismicité de la région pourront permettre de préciser les variations de la densité des séismes selon cette direction ainsi que les limites NW et SE de la zone

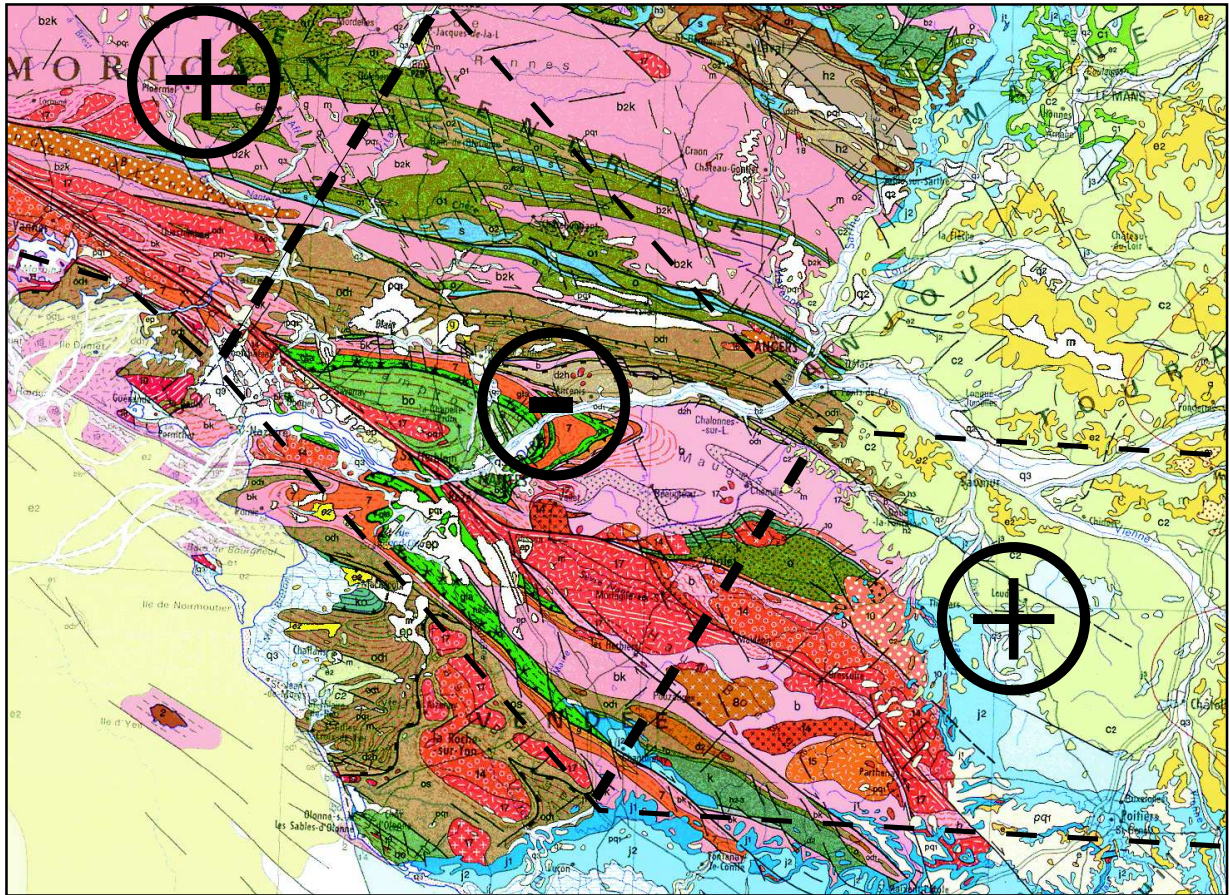


FIG. 6.4 – Relation entre les zones à sédimentation cénozoïque à quaternaire et la zone à faible sismicité située entre la vallée de la Vilaine et une ligne Chantonnay (Ch sur la carte) Les Ponts-de-Cé (LPC). Les + et les - correspondent respectivement aux zones à forte sismicité et à faible sismicité.

à faible densité de séismes.

Conclusion générale

L'objectif de ce travail était donc de procéder à la relocalisation des séismes du Massif Armoricaïn. La question se posait en effet de savoir si le caractère diffus de la sismicité de cette région, telle qu'elle était proposée dans les bulletins des organismes de surveillance sismique, n'était pas dû à un manque de précision des localisations hypocentrales. J'ai donc procédé à la réanalyse de l'ensemble des signaux digitaux enregistrés entre 1980 et 2004 par le RéNaSS (Réseau National de Surveillance Sismique) et par le LDG (Laboratoire de Détection Géophysique), ainsi que par certains organismes étrangers comme le BGS (British Geological Survey, Royaume-Uni) et l'IGN (Instituto Geográfico Nacional, Espagne) pour les séismes de plus forte magnitude. Les enregistrements effectués par les stations du Réseau Sismo des Écoles des Pays-de-la-Loire ont également été mis à contribution.

L'étude détaillée de la séquence de répliques du séisme de Lorient du 30 septembre 2002 a permis d'en déterminer précisément la localisation et d'en proposer un scénario de rupture compatible avec la fréquence-coin du choc principal. L'analyse de la distribution des séismes en profondeur, combinée à l'information des mécanismes au foyer déterminés, a d'autre part permis de contraindre précisément la géométrie associée à la zone de rupture. Selon l'interprétation proposée, ce séisme s'est produit à 12 km de profondeur environ, à la jonction entre les branches nord et sud du Cisaillement Sud-Armoricaïn.

Un pointé visuel des ondes P et S sur la totalité des sismogrammes disponibles a conduit à l'élaboration d'une nouvelle base de données de temps d'arrivée pour les séismes de cette région. L'utilisation de filtres à réponse impulsionnelle finie (filtres FIR) par les stations du LDG peut provoquer l'apparition de petites oscillations en amont de la première arrivée qui perturbe le pointé de ces phases. La détermination des coefficients du filtre équivalent à phase minimale a permis de corriger cet effet sur l'ensemble des signaux à partir de la méthode proposée par Scherbaum (1996). Si des mécanismes au foyer sont réalisés, les signaux obtenus pourront ainsi permettre une lecture des polarités des premières arrivées plus fiable que sur des signaux non corrigés.

La faible couverture instrumentale de cette région à l'heure actuelle, ainsi qu'une lacune azimutale d'observation due à la présence de l'Océan Atlantique à l'Ouest et au Sud-Ouest, rendent l'interprétation des localisations délicate. C'est pourquoi la démarche adoptée pour l'analyse des distributions épacentrales a consisté en une étude statistique à l'échelle régionale. Une approche pro-

babaliste de la détermination simultanée de modèles de vitesse d'onde P à une dimension (modèle 1D) et des localisations hypocentrales a été menée au moyen d'une inversion de Monte Carlo par Chaînes de Markov. Les modèles de vitesse obtenus montrent une croûte supérieure bien définie par les données tandis que la croûte inférieure est mal contrainte dans tous les cas, du fait d'une distribution superficielle des sources.

Les résultats obtenus permettent tout d'abord une description plus fine de la sismicité que les localisations dispensées dans les bulletins des organismes sismologiques et permettent de préciser les caractéristiques de cette sismicité diffuse mais non uniforme. Ils conduisent d'autre part à proposer des causes pour sa répartition en relation avec la structure du Massif Armoricaïn par comparaison avec les autres données géophysiques. Il apparaît que cette région porte une double signature : d'une part celle d'un héritage géologique et structural qui guide les déformations actuelles de la croûte ; d'autre part celle d'un contexte géodynamique influencé par la poussée alpine. La similitude observée entre la distribution de la sismicité dans cette région et de celle associée à la marge passive du Sud-Ouest de l'Afrique, et ce malgré des contextes géodynamiques très différents, conforte l'hypothèse d'un contrôle de la déformation par les structures héritées.

L'amélioration apportée par les relocalisations est particulièrement encourageante. Une densification des réseaux dans cette région permettra sans aucun doute d'appréhender plus précisément la nature de sa sismicité et sa distribution, en particulier en profondeur. Une inversion non linéaire complète, c'est-à-dire du modèle de vitesse et des paramètres hypocentaux apparaît souhaitable. Le caractère diffus de la sismicité, s'il est avéré, présente l'avantage d'un échantillonnage efficace de l'ensemble de la croûte et pourrait permettre une étude tomographique à l'échelle du Massif Armoricaïn à partir des séismes régionaux. Ceci constitue un premier axe d'investigation à développer.

La part doit par ailleurs être faite entre les causes locales de la sismicité et celles dues aux contraintes engendrées en champ lointain par la tectonique des plaques. Un tel résultat pourra être obtenu par la réalisation de modèles rhéologiques et la modélisation des contraintes dues aux variations latérales de densité et éventuellement à une mauvaise compensation entre la topographie et la profondeur du Moho. De plus, puisque la profondeur du Moho semble jouer un rôle mais que le modèle utilisé dans ce travail prévoit des profondeurs plus importantes que celles déduites des profils sismiques, une réanalyse des données gravimétriques, éventuellement couplée à l'inversion des données magnétiques disponibles (voir par exemple le travail réalisé par Purucker *et al.* (2002) pour l'Amérique du nord), pourrait permettre de préciser les variations de la topographie de la base de la croûte.

Enfin, les séismes de magnitude comparable à celle de Lorient pourront faire l'objet d'une analyse systématique de la rupture, afin de vérifier si les caractéristiques identifiées pour celui-ci sont représentatives d'une région de socle tel que le massif Armoricaïn, affectée par des séismes de magnitude modérée en contexte intraplaque.

Bibliographie

- J. C. Afonso et G. Ranalli — Crustal and mantle strengths in continental lithosphere : is the jelly sandwich model obsolete ? *Tectonophysics*, 394:221–232, 2004.
- K. Aki — Scaling law of seismic spectrum. *J. Geophys. Res.*, 72:1217–1231, 1967.
- K. Aki et P. G. Richards — *Quantitative Seismology : Theory and Methods*, 932 p., 2 vol. W. H. Freeman and Co., San Francisco, 1980.
- F. Aldersons, Z. Ben-Avraham, A. Hofstetter, E. Kissling et T. Al-Yazjeen — Lower-crustal strength under the Dead Sea basin from local earthquake data and rheological modeling. *Earth Planet Sci. Lett.*, 214:129–142, 2003.
- D. Amorèse, A. Walker, J.-L. Lagarde, J.-P. Santoire, P. Volant, M. Font et M. Lecornu — New seismotectonic data from an intraplate region : focal mechanisms in the Armorican Massif (northwestern France). *Geophys. J. Int.*, 143:837–846, 2000.
- D. M. Assameur et J.-C. Mareschal — Stress induced by topography and crustal density heterogeneities : implication for the seismicity of southern Canada. *Tectonophysics*, 241:179–192, 1995.
- M. Assumpção, M. Schimmel, C. Escalante, J. R. Barbosa, M. Rocha et L. V. Barros — Intraplate seismicity in SE Brazil : stress concentration in lithospheric thin spots. *Geophys. J. Int.*, 159:390–399, 2004.
- L. Audin, J.-P. Avouac, M. Flouzat et J.-L. Plantet — Fluid-driven seismicity in a stable tectonic context : the Remiremont fault zone, Vosges, France. *Geophys. Res. Lett.*, 29:1–4, 2002.
- M. Ballèvre, E. Le Goff et R. Hébert — The tectonothermal evolution of the Cadomian belt of northern Brittany, France : a Neoproterozoic volcanic arc. *Tectonophysics*, 331:19–43, 2001.
- F. Bergerat — Paléo-champ de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne au front de l'orogène alpin. *Bull. Soc. géol. France*, 8(3):611–620, 1987. t. III.

- D. Berthé, P. Choukroune et P. Jégouzo — Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites : the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1:31–42, 1978.
- S. Billings — Simulated annealing for earthquake location. *Geophys. J. Int.*, 118:680–692, 1994.
- A. Bitri, M. Ballèvre, J.-P. Brun, J. Chantraine, D. Gapais, P. Guennoc, C. Gumiaux et C. Truffert — Imagerie sismique de la zone de collision hercynienne dans le Sud-Est du Massif armoricain (projet Armor 2/programme GéoFrance 3D). *C. R. Geoscience*, 335:969–979, 2003.
- A. Bitri, J.-P. Brun, J. Chantraine, P. Guennoc, G. Marquis, J.-M. Marthelot, J. Perrin, F. Pivot et C. Truffert — Structure crustale du bloc cadomien de Bretagne Nord (France) : sismique réflexion verticale et sondage magnétotellurique (projet GéoFrance 3D - Armor). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 325:171–177, 1997.
- C. Bois, J.-P. Lefort, B. Le Gall, J.-C. Sibuet, O. Gariel, B. Pinet et M. Cazes — Superimposed Variscan, Caledonian and Proterozoic features inferred from deep seismic profiles recorded between southern Ireland, southwestern Britain and western France. *Tectonophysics*, 177:15–37, 1990.
- S. Bonnet — *Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène*. Thèse de doctorat, Université de Rennes I, 1997. 331 p., 1 ann.
- S. Bonnet, F. Guillocheau et Van den Driessche Brun, J.-P. — Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic basement : the Armorican Massif, NW France. *J. Geophys. Res.*, 105:19273–19288, 2000.
- O. Bourgeois, O. Dauteuil et E. Hallot — Rifting above a mantle plume : structure and development of the iceland plateau. *Geodinamica Acta*, 18:59–80, 2005.
- J.-P. Brun, P. Guennoc, C. Truffert, J. Vairon et The ARMOR Working Group of the GeoFrance 3-D Program — Cadomian tectonics in northern Brittany : a contribution of 3-D crustal-scale modelling. *Tectonophysics*, 331:229–246, 2001.
- J. Brune — Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 75:4997–5009, 1970. Correction, *JGR*, 76, 5002, 1971.
- H. Bungum, C. Lindholm et J. I. Faleide — Postglacial seismicity offshore mid-Norway with emphasis on spatio-temporal-magnitudinal variations. *Marine and Petroleum Geology*, 22:283–289, 2005.
- E. B. Burov et A. B. Watts — The long-term strength of continental lithosphere : ”jelly sandwich” or crème brûlée” ? *GSA Today*, 16:4–10, 2006.

- D. Butaeye, E. Laville et J. Le Gall — Géométrie et cinématique des chevauchements varisques du Nord-Est du Massif Armoricaïn. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 332:283–289, 2001.
- J. Chantraine, J.-J. Chauvel, P. Balé, E. Denis et D. rabu — Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. géol. France*, IV(5):815–829, 1988.
- J. Chantraine, E. Egal, Thiéblemont, E. Le Goff, C. Guerrot, M. Ballèvre et P. Guennoc — The cadomian active margin (North Armorican Massif, France) : a segment of the North Atlantic Panafrican belt. *Tectonophysics*, 331:1–18, 2001.
- L. Chauris — Sur un important accident structural dans le Nord-Ouest de l'Armorique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 268:2859–2861, 1969.
- W.-P. Chen — A brief update on the focal depths of intracontinental earthquakes and their correlations with heat flow and tectonic age. *Seism. Res. Lett.*, 59:263–272, 1988.
- R. S. Crosson — Crustal structure modeling of earthquake data 1. Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters. *J. Geophys. Res.*, 81(17):3036–3046, 1976.
- Y. Delanoë, A. Dieucho et J.-P. Pinot — La zone périlittorale entre les îles de Glénan et l'île de Houat. Étude géomorphologique et géologique. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XIV:248–260, 1972.
- Y. Delanoë, L. Lehebel, J.-P. Margerel et J.-P. Pinot — La baie de Concarneau est un bassin tectonique dans lequel d'épais dépôts de Lutétien supérieur ont été conservés. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 281, Série D:1947–1950, 1975.
- B. Delouis, H. Haessler, A. Cisternas et L. Rivera — Stress tensor determination in France and neighbouring regions. *Tectonophysics*, 221:413–437, 1993.
- D. Derégancourt et G. Boillot — Structure géologique du golfe de Gascogne. *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, (2), I, n° 3:149–178, 1982.
- F. Deschamps — Étude de la géométrie, de la morphologie et de la déformation des marges. Exemple de l'Atlantique Central et Sud, 2005. Rapport de Master2, Université de Rennes 1.
- J. W. Dewey — Seismicity and tectonics of Western Venezuela. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62(6):1711–1751, 1972.
- D. I. Doser et H. Kanamori — Depth of seismicity in the Imperial Valley region (1977-1983) and its relationship to heat flow, crustal structure and the October, 15, 1979, earthquake. *J. Geophys. Res.*, 91(B1):675–688, 1972.

- A. Douglas — Joint Epicentre Determination. *Nature*, 215:47–48, 1967.
- S. Durand — Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. *Mémoires du BRGM*, XII:1–335, 1960.
- J. Déverchère, J. Perrot, P. Arroucau, Y. Mazabraud, A. Mocquet et L. Matias — Rapport préliminaire sur l'intervention sismique suite au séisme d'Hennebont du 30 septembre 2002 (campagne SISBREIZH 2002). *rapport INSUE-CNRS*, 19 mars 2003. 4 p.
- J. E. Ebel et M. Tuttle — Earthquakes in the Eastern Great Lakes Basin from a regional perspective. *Tectonophysics*, 353:17–30, 2002.
- A. Etchecopar, G. Vasseur et M. Daignières — An inversion problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *J. Struct. Geol.*, 3:51–65, 1981.
- R. Gable et P. Watremez — Premières estimations du flux de chaleur dans le massif Armoricaïn. *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, Section II, n°1:35–38, 1979.
- P. Gaillot — *Ondelettes continues en Sciences de la Terre. Méthodes et applications*. Thèse de doctorat, Université de Toulouse III, 2000. 198 p., 4 ann.
- D. Gapais et C. Le Corre — Is the Hercynian belt of Brittany a major shear zone? *Nature*, 288:574–576, 1980.
- L. Geiger — Probability method for determination of earthquake epicenters from the arrival times only. *Bull. St. Louis Univ.*, 8:60–71, 1912.
- S. Goes, J. P. P. Loohuis, M. J. R. Wortel et R. Govers — The effect of plate stresses and shallow mantle temperatures on tectonics of northwestern Europe. *Global and Planetary Change*, 27:23–38, 2000.
- M. Gölke et D. Coblenz — Origins of the European regional stress field. *Tectonophysics*, 266:11–24, 1996.
- Y. Gros et O. Limasset — Déformation récente dans les socles cristallins. Exemple du Massif Armoricaïn. *Doc. Bur. Rech. géol. min.*, 84:51–65, 1984.
- F. Guillocheau, S. Bonnet, S. Bourquin, M.-P. Dabard, J.-M. Outin et E. Thomas — Mise en évidence d'un réseau de paléovallées ennoyées (paléorias) dans le Massif Armoricaïn : une nouvelle interprétation des sables pliocènes armoricains. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 327:237–243, 1998.
- C. Gumiaux — *Modélisation du cisaillement hercynien de Bretagne centrale : déformation crustale et implications lithosphériques*. Thèse de doctorat, Université de Rennes I, 2003. 267p.

- B. Gutenberg et C. Richter — Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 46:105–145, 1956.
- P. Hantzpergue — L'héritage hercynien dans la paléogéographie récifale du Jurassique supérieur nord-aquitain (France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 301, Série II, n° 15:1147–1150, 1985.
- J. Haskov et L. Ottemöller — SEISAN earthquake analysis software. *Seism. Res. Lett.*, 70:532–534, 1999.
- W. K. Hastings — Monte Carlo sampling methods using Markov chains and their applications. *Biometrika*, 57:97, 1970.
- B. E. Hobbs, A. Ord et C. Teyssier — Earthquakes in the ductile regime? *Pure and Applied Geophysics*, (1/2):309–336, 1986.
- J. Jackson — Strength of the continental lithosphere : time to abandon the jelly sandwich? *GSA Today*, 12(9):4–10, 2002.
- J. L. Jaeger — Un alignement d'anomalies légères coïncidant avec des bassins tertiaires en Bretagne. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 52:91–102, 1967.
- P. Jégouzo — The South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 2(1/2):39–47, 1980.
- J. Jolivet, G. Bienfait, J.-L. Vignerresse et M. Cuney — Heat flow and heat production in Brittany (Western France). *Tectonophysics*, 159:61–72, 1989.
- G. Jouet, C. Augris, B. Hallegouët, P. Le Roy et J. Rolet — La vallée d'Ys : un paléoréseau hydrographique immergé en baie de Douarnenez (Finistère, France). *C. R. Geoscience*, 335:487–494, 2003.
- S. Judenherc — *Étude et caractérisation des structures hercyniennes à partir de données sismologiques : le cas du Massif Armoricain*. Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur - Strasbourg I, 2000. 148p.
- H. Kanamori — The energy release in great earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 82:2981–2987, 1977.
- A. Khan, J. Maclennan, S. R. Taylor, K. Mosegaard, J. Gagnepain-Beyneix et P. Lognonné — Selenological tomography - Inferring the composition of the Moon from Markov Chain Monte Carlo inversion of the Apollo Lunar Seismic Data, Mass and Moment of Inertia. *Geophys. J. Int.*, 142, 2005. soumis.
- A. Khan et K. Mosegaard — An inquiry into the lunar interior : A nonlinear inversion of the Apollo lunar seismic data. *J. Geophys. Res.*, 107(E6):"doi :10.1029/2001JE001658", 2002.

- M. Kikuchi et Y. Fukao — Seismic wave energy inferred from long-period body wave inversion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78:1707–1724, 1988.
- E. Kissling, Eberhart-Phillips D. Ellsworth, W. L. et U. Kradolfer — Initial reference models in local earthquake tomography. *J. Geophys. Res.*, 99:19635–19646, 1994.
- Y. Lahaye, S. Blais, B. Auvray et G. Ruffet — Le volcanisme fissural paléozoïque du domaine nord-armoricain. *Bull. Soc. géol. France*, t.166, n° 5:601–612, 1995.
- M. Lamontagne et G. Ranalli — Thermal and rheological constraints on the earthquake depth distribution in the Charlevoix, Canada, intraplate seismic zone. *Tectonophysics*, 257:55–69, 1996.
- H. Lardeux — *Guide géologique de la Bretagne*. 1996. 223 p., 3ème édition.
- X. Le Pichon — Cours du Collège de France : Failles transformantes intra-continentales : rôle de l'hétérogénéité des propriétés physiques dans leur évolution, 2005.
- P. Ledru, A. Marot et Y. Herrouin — Le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire : une unité ligérienne charriée sur le domaine centre armoricain. Découverte de métabasite à glaucophane sur la bordure sud de cette unité. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 303, Série II, n° 10:963–968, 1986.
- C. F. Lee — Seismotectonic environment and design basis earthquake for the Darlington nuclear power station. *Eng. Geol.*, 43:189–200, 1996.
- W. H. K. Lee, R. E. bennet et L. Meagher — *A method for estimating magnitude of local earthquakes from signal duration*. Open File report, USGS, 1972.
- B. N. P. Lefort, J.-P. Agarwal — Gravity and geomorphological evidence for a large crustal bulge cutting across Brittany (France) : a tectonic response to the closure of the Bay of Biscay. *Tectonophysics*, 323:149, 2000.
- B. N. P. Lefort, J.-P. Agarwal — Topography of the Moho undulations in France from gravity data :their age and origin. *Tectonophysics*, 350:193, 2002.
- J.-P. Lefort et T. Aïfa — Origine et structuration de l'essai filonien nord-armoricain. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.323, Série II a:981–986, 1986.
- J.-P. Lefort et J. Segoufin — Étude géologique de quelques structures magnétiques reconnues dans le socle péri-armoricain submergé : implications géodynamiques concernant la fracturation proto-atlantique et l'orogénèse hercynienne. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XX, n° 2:185–192, 1978.

- B. R. E. Lienert, E. Berg et L. N. Frazer — Hypocenter : an earthquake location method using centered, scaled, and adaptatively damped least squares. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76:771–783, 1986.
- R. Madariaga — Dynamics of an expanding circular fault. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66:639–666, 1976.
- A. Malinverno — Parsimonious Bayesian Markov chain Monte Carlo inversion in a nonlinear geophysical problem. *Geophys. J. Int.*, 151:675–688, 2002.
- G. Martelet, P. Calcagno, C. Gumiaux, C. Truffert, A. Bitri, D. Gapais et J.-P. Brun — Integrated 3D geophysical and geological modelling of the Hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (south Brittany, France). *Tectonophysics*, 382:117–128, 2004.
- P. Matte — La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. II, n° 1:9–24, 1986.
- P. Matte et A. Hirn — Seismic signature and tectonic cross section of the Variscan crust in Western France. *Tectonics*, 7, n°2:141–155, 1988.
- Y. Mazabraud — *Déformation active d'une région intraplaque à déformation lente : le cas de la France. Sismicité et modélisations thermomécaniques 2D et 3D*. Thèse de doctorat, Université de Nice Sophia-Antipolis, 2004. 166 p., 2 ann.
- D. Menier — *Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines : Apport de la stratigraphie sismique*. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Sud, 2004. 202 p.
- N. Metropolis, M. N. Rosenbluth, A. W. Rosenbluth, A. H. Teller et E. Teller — Equation of state calculations by fast computing machines. *J. Chem. Phys.*, 1, 1953.
- K. Mosegaard et A. Tarantola — Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems. *J. Geophys. Res.*, 100, B7:12431–12447, 1995.
- J. Mrlina, A. Spicák et Skalský — Non-seismological indications of recent tectonic activity in the West Bohemia earthquake swarm region. *J. Geodynamics*, 35:221–234, 2003.
- R. Muir-Wood — Deglaciation Seismotectonics : a principal influence on intraplate seismogenesis at high latitudes. *Quaternary Science Reviews*, 19:1399–1411, 2000.
- R. D. Nance, J. B. Murphy et J. D. Keppie — A Cordilleran model for the evolution of Avalonia. *Tectonophysics*, 352:11–31, 2002.

- G. K. Nicholls — Lecture notes from a workshop on Bayesian Methods in Inverse Problems in Kuopio, Finland, July 1990.
- T. Nicholson, M. Sambridge et Ò. Gudmunsson — On entropy and clustering in earthquake hypocentre distribution. *Geophys. J. Int.*, 142:37–51, 2000.
- M. Nicolas, J.-P. Santoire et P.-Y. Delpéch — Intraplate seismicity : new seismotectonic data in Western Europe. *Tectonophysics*, 179:27–53, 1990.
- A. Papoulis — *Probability, Random Variables and Stochastic Processes*. McGrawHill, 2^{ème} édition, 1984.
- G. L. Pavlis et J. R. Booker — Progressive multiple event location (PMEL). *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73(6):1753–1777, 1983.
- J. Perrot, P. Arroucau, J. Guilbert, J. Déverchère, Y. Mazabraud, J. Rolet, A. Mocquet, M. Mousseau et L. Matias — Analysis of the Mw 4.3 Lorient earthquake sequence : a multidisciplinary approach to the geodynamics of the Armorican Massif, westernmost France. *Geophys. J. Int.*, 162:935–950, 2005.
- H. K. C. Perry — *La structure thermique de la lithosphère continentale : à l'heure actuelle et dans le passé*. Thèse de doctorat, Institut de Physique du Globe, 2005. 207 p.
- H. N. Pollack, S. J. Hurter et J. R. Johnson — Heat flow from the earth's interior : analysis of the global dataset. *Rev. Geophys.*, 31:267–280, 1993.
- M. Purucker, B. Langlais, N. Olsen, G Hulot et M. Manda — The southern edge of cratonic North America : evidence from new satellite magnetometer observations. *Geophys. Res. Lett.*, 29:1–4, 2002.
- D. Rabu, J. Chantaine, J. J. Chauvel, E. Denis, P. Balé et Ph. Bardy — *The Cadomian Orogeny*, chapitre The Brioverian (Upper Proterozoic) and the Cadomian orogeny in the Armorican Massif, pages 81–90. Numéro 51. Geol. Soc. Spec. Publ., 1990. 311 p.
- J.-F. Ritz — Determining the slip vector by graphical construction : use of a simplified representation of the stress tensor. *J. Struct. Geol.*, 16:737–741, 1994.
- Y. Saidi — *Étude probabiliste et statistique de modèles conditionnellement hétéroscédastiques non linéaires*. Thèse de doctorat, Université de Lille 3, 2003. 149 p.
- M. Sambridge et K. Mosegaard — Monte Carlo methods in geophysical inverse problems. *Rev. Geophys.*, 40:doi :10.1029/2000RG000089, 2002.

- T. Sato et T. Hirasawa — Body wave spectra from propagating shear cracks. *J. Phys. Earth*, 21:415–431, 1973.
- J. C. Savage — Relation of corner frequency to fault dimensions. *J. Geophys. Res.*, 77:3788–3795, 1972.
- F. Scherbaum — *Of Poles and Zeros*. Kluwer Academic Publishers, 1996.
- F. Scherbaum et M.P. Bouin — FIR filter effects and nucleation phases, 1997.
- C. H. Scholtz — *Earthquakes and Faulting*. Cambridge University Press, 2^{ème} édition, 1997.
- J. Skilling — *Maximum Entropy and Bayesian Methods*, pages 45–52. Kluwer Academic, 1989.
- J. A. Snoke, J. W. Munsey, A. G. Teague et G. A. Bollinger — A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and sv-p amplitude ratio data. 55:15, 1984.
- D. Stearns et A. Ruth — *Signal processing algorithms in Fortran and C*. Prentice Hall Signal Processing Series. Alan V. Oppenheim, series editor, 1993.
- A. Tarantola et B. Valette — Generalized Nonlinear Inverse Problems Solved Using the Least Squares Criterion. *Rev. Geophys. Sp. Phys.*, 20(2):219–232, 1982a.
- A. Tarantola et B. Valette — Inverse Problems = Quest for Information. *J. Geophys.*, 50:159–170, 1982b.
- W. A. Thomas — Tectonic inheritance at a continental margin. *GSA Today*, 16:4–11, 2006.
- C. Truffert, C. Gumiaux, J. Chantraine, J. Perrin, A. Galdeano, D. Gapais, M. Ballèvre, F. Asfirane, P. Guennoc et J.-P. Brun — Levé géophysique aéroporté dans le Sud-Est du Massif armoricain (programme GéoFrance3D Armor2). Magnétisme et radiométrie spectrale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 333:263–270, 2001.
- A. Špičák et J. Horálek — Possible role of fluids in the process of earthquake swarm generation in the West Bohemia/Vogtland seismoactive region. *Tectonophysics*, 336:151–161, 2001.
- A. Špičák, J. Mrlina, D. Jindra et L. Mervart — Monitoring of geodynamic activity in the West Bohemia seismoactive region between 1993-1996. *Geodynamics*, 27:119–132, 1999.
- G. Vasseur — Synthèse des résultats de flux géothermique en France. *Ann. Geophys.*, 38:189–201, 1982. fasc. 2.
- M. Vassiliou et H. Kanamori — The energy release in earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72:371–387, 1982.

- J.-L. Vigneresse — La fracturation post-hercynienne du massif armoricain d'après les données géophysiques. *Géologie de la France*, n° 4:3–10, 1988.
- J.-L. Vigneresse, M. Cuney, J. Jolivet et G. Bienfait — Selective heat-producing element enrichment in a crustal segment of the mid-european variscan chain. *Tectonophysics*, 159:47–60, 1989.
- J. L. Vigneresse, J. Jolivet, M. Cuney et G. Bienfait — Heat flow, heat production and granite depth in Western France. *Geophys. Res. Lett.*, 14:275–278, 1987.
- J.-L. Vigneresse, J. Jolivet, M. Cuney et G. Bienfait — étude géothermique du massif armoricain. *Hercynica*, n° 4:45–55, 1988.
- P. A. Ziegler — Celtic Sea-Western Approaches area : an overview. *Tectonophysics*, 137:285–289, 1987.
- P. A. Ziegler — Collision related intra-plate compression deformations in Western and Central Europe. *J.Geodynamics*, 11:357–388, 1990.
- M. D. Zoback et B. Grollimund — Impact of deglaciation on present-day intraplate seismicity in eastern North America and western Europe. 333:23–33, 2001.

Annexe 1

The CS5322 Digital Filter

by Jerome Johnston

Delta-Sigma A/D converters have become widely accepted by data acquisition designers because of their high performance. One of the highest dynamic range Delta-Sigma converters is the Crystal Semiconductor CS5321/CS5322 chip set. The CS5321 is a fourth order modulator. The CS5322 is a linear phase FIR decimation filter. The purpose of this Technical Brief is to compare the architecture of a general purpose DSP chip with that of the CS5322.

General purpose DSPs are available which support either fixed-point arithmetic or floating-point arithmetic. Fixed-point processors

are lower cost but floating-point processors have more horsepower. Fixed point processors work with either 16, 20, or 24-bit data words, while floating-point processors operate with 32-bit data words. The size of the data word greatly influences the cost of the chip and the cost of the overall system. This is because data word length determines the size of the registers used in the processor, the number of pins required on the package, and the word-width of the external memory. If low cost is the number one goal in a DSP design, the designer will specify a DSP which has the smallest word size that the application can tolerate.

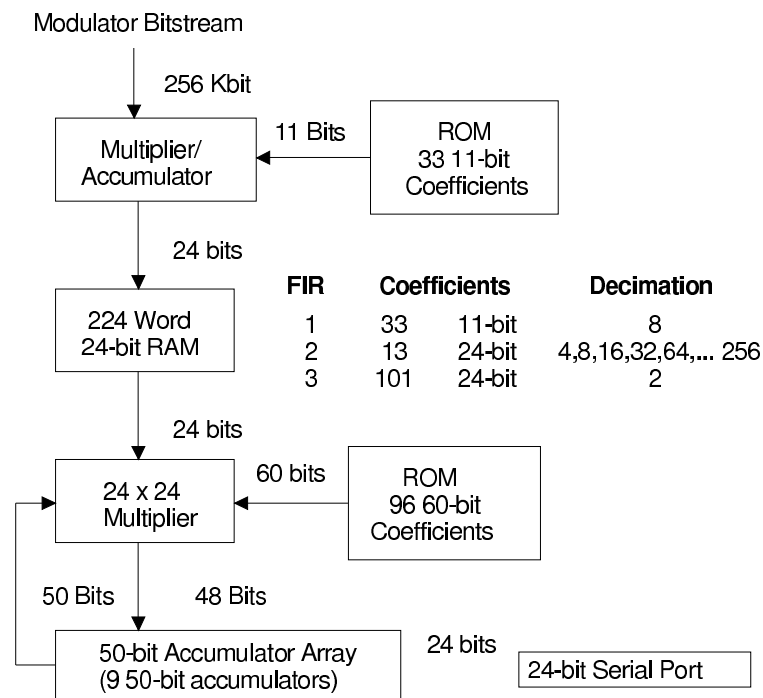


Figure 1. Digital Filter Block Diagram

Output Word Rate(Hz) (CLKIN = 1.024 MHz)	-3dB Bandwidth (Hz)	Dynamic Range* (dB)
4000	1652.3	103
2000	824.3	118
1000	411.9	120
500	205.9	123
250	102.9	126
125	51.5	128
62.5	25.7	130

* Modulator and Filter Combination; limited by the modulator

Table 1 CS5322 Filter Bandwidth Selections

Most general purpose processors, whether they be fixed-point, or floating point, use a central ALU (Arithmetic Logic Unit), through which all processing occurs.

The CS5322 is a "signal processing chip" which performs a dedicated FIR low pass filter function. Figure 1 illustrates the block diagram of the CS5322. When the CS5322 is operated from a 1.024 MHz clock, the filter provides seven deferent selectable decimation rates as shown in Table 1. The -3 dB bandwidth of each decimation rate is approximately 82% of the nyquist frequency. The filter achieves a minimum of 130 dB attenuation at the nyquist frequency for all filter selections.

The filter offers selection of any one of seven filter frequencies by means of hardware pins on the chip or by means of writing a control word into the configuration register via the serial port.

The CS5322 is architecturally quite different from a general purpose DSP. The CS5322 contains three FIR filter stages. The 256 kHz 1-bit stream from the modulator enters FIR1 and is multiplied by 33 11-bit coefficients. The bit stream is decimated by eight as it is processed and the output data is placed in RAM. FIR2 and FIR3 are executed using a common multiplier. FIR2 is a 13 coefficient (24-bit) variable decimation stage. FIR2 can be programmed to decimate at rates of 4, 8, 16, 32, 64, 128, and 256. Computations for FIR2 are processed in a low power 24-bit by 24-bit multiplier and

accumulated in eight successive 50-bit accumulators. The decimation rate is controlled by the choice of which of the accumulators feeds back to the multiplier. The output of FIR2 is then processed by the 24-bit by 24-bit multiplier and accumulated in a ninth 50-bit accumulator. The decimate by 2 output result of FIR3 is placed into the 24-bit serial port register in two's complement format.

Each of the seven filter output selections is designed to ensure that, given an impulse input, that one of the output words will provide a sample point at the peak of the impulse response. Because of this design feature, the clock cycle lengths of each of the actual seven filters are not binary multiples of each other. Instead, the filters are designed to buffer input data (each filter has a different buffer length to ensure it provides a sample at the impulse peak) to facilitate proper operation. The filter is designed that to the user the filters actually take

c1(1)=0.0d0	c1(12)=204.0d0	c1(23)=161.0d0
c1(2)=0.0d0	c1(13)=246.0d0	c1(24)=120.0d0
c1(3)=1.0d0	c1(14)=284.0d0	c1(25)=84.0d0
c1(4)=4.0d0	c1(15)=315.0d0	c1(26)=56.0d0
c1(5)=10.0d0	c1(16)=336.0d0	c1(27)=35.0d0
c1(6)=20.0d0	c1(17)=344.0d0	c1(28)=20.0d0
c1(7)=35.0d0	c1(18)=336.0d0	c1(29)=10.0d0
c1(8)=56.0d0	c1(19)=315.0d0	c1(30)=4.0d0
c1(9)=84.0d0	c1(20)=284.0d0	c1(31)=1.0d0
c1(10)=120.0d0	c1(21)=246.0d0	c1(32)=0.0d0
c1(11)=161.0d0	c1(22)=204.0d0	c1(33)=0.0d0

Table 2. FIR1 Filter Coefficients

c2(1)=8192.0d0	c2(6)=6488064.0d0	c2(11)=540672.0d0
c2(2)=98304.0d0	c2(7)=7569408.0d0	c2(12)=98304.0d0
c2(3)=540672.0d0	c2(8)=6488064.0d0	c2(13)=8192.0d0
c2(4)=1802240.0d0	c2(9)=4055040.0d0	
c2(5)=4055040.0d0	c2(10)=1802240.0d0	

Table 3. FIR2 Filter Coefficients

binary multiples of clock cycles relative to each other, going from slowest to the fastest, but because of the internal data buffering the filter actually takes one more filter output word to settle than a strict analysis of the filter coefficients would imply. The filter settles to full accuracy to a input step in 57 output words.

Tables 2, 3 and 4 list the filter coefficients for the three FIR filter stages.

The CS5322 digital filter consumes only 11 milliwatt power although it consist of approximately 76,000 transistors. An analog filter of comparable complexity would consist of over 233,000 reactive elements.

c3(1)=-26.0d0	c3(35)=139856.0d0	c3(69)=-175718.0d0
c3(2)=-247.0d0	c3(36)=270573.0d0	c3(70)=43678.0d0
c3(3)=-822.0d0	c3(37)=-29083.0d0	c3(71)=156296.0d0
c3(4)=-1362.0d0	c3(38)=-360427.0d0	c3(72)=33416.0d0
c3(5)=-839.0d0	c3(39)=-162173.0d0	c3(73)=-106905.0d0
c3(6)=1012.0d0	c3(40)=371807.0d0	c3(74)=-71982.0d0
c3(7)=2197.0d0	c3(41)=417807.0d0	c3(75)=51056.0d0
c3(8)=212.0d0	c3(42)=-246840.0d0	c3(76)=77065.0d0
c3(9)=-3443.0d0	c3(43)=-693181.0d0	c3(77)=-5404.0d0
c3(10)=-3077.0d0	c3(44)=-78388.0d0	c3(78)=-60427.0d0
c3(11)=3156.0d0	c3(45)=902497.0d0	c3(79)=-22177.0d0
c3(12)=7168.0d0	c3(46)=685231.0d0	c3(80)=35194.0d0
c3(13)=-256.0d0	c3(47)=-865217.0d0	c3(81)=31641.0d0
c3(14)=-10709.0d0	c3(48)=-1713558.0d0	c3(82)=-11826.0d0
c3(15)=-7644.0d0	c3(49)=-262.0d0	c3(83)=-28007.0d0
c3(16)=10713.0d0	c3(50)=3276208.0d0	c3(84)=-3873.0d0
c3(17)=18055.0d0	c3(51)=4950471.0d0	c3(85)=18055.0d0
c3(18)=-3873.0d0	c3(52)=3276208.0d0	c3(86)=10713.0d0
c3(19)=-28007.0d0	c3(53)=-262.0d0	c3(87)=-7644.0d0
c3(20)=-11826.0d0	c3(54)=-1713558.0d0	c3(88)=-10709.0d0
c3(21)=31641.0d0	c3(55)=-865217.0d0	c3(89)=-256.0d0
c3(22)=35194.0d0	c3(56)=685231.0d0	c3(90)=7168.0d0
c3(23)=-22177.0d0	c3(57)=902497.0d0	c3(91)=3156.0d0
c3(24)=-60427.0d0	c3(58)=-78388.0d0	c3(92)=-3077.0d0
c3(25)=-5404.0d0	c3(59)=-693181.0d0	c3(93)=-3443.0d0
c3(26)=77065.0d0	c3(60)=-246840.0d0	c3(94)=212.0d0
c3(27)=51056.0d0	c3(61)=417807.0d0	c3(95)=2197.0d0
c3(28)=-71982.0d0	c3(62)=371807.0d0	c3(96)=1012.0d0
c3(29)=-106905.0d0	c3(63)=-162173.0d0	c3(97)=-839.0d0
c3(30)=33416.0d0	c3(64)=-360427.0d0	c3(98)=-1362.0d0
c3(31)=156296.0d0	c3(65)=-29083.0d0	c3(99)=-822.0d0
c3(32)=43678.0d0	c3(66)=270573.0d0	c3(100)=-247.0d0
c3(33)=-175718.0d0	c3(67)=139856.0d0	c3(101)=-26.0d0
c3(34)=-152409.0d0	c3(68)=-152409.0d0	

Table 4. FIR3 Filter Coefficients

Schematic & Layout Review Service

Confirm Optimum Schematic & Layout Before Building Your Board.

For Our Free Review Service Call Applications Engineering.



C a l l : (5 1 2) 4 4 5 - 7 2 2 2

Annexe 2

Analysis of the Mw 4.3 Lorient earthquake sequence: a multidisciplinary approach to the geodynamics of the Armorican Massif, westernmost France

J. Perrot,¹ P. Arroucau,² J. Guilbert,³ J. Déverchère,¹ Y. Mazabraud,⁴
J. Rolet,¹ A. Mocquet,² M. Mousseau¹ and L. Matias⁵

¹Domaines Océaniques, CNRS, IUEM-UBO, Place Nicolas Copernic, F-29280 Plouzané, France. E-mail: jperrot@univ-brest.fr

²Planétologie et Géodynamique, CNRS, Université de Nantes, BP 92208, 44322 Nantes Cedex 3, France

³Laboratoire de Détection et de Géophysique LDG/CEA, BP 12, F91680 Bruyères-Le-Châtel, France

⁴Géosciences Azur, CNRS, Nice-Sophia Antipolis University, France

⁵Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa, Campo Grande, 1749-016 Lisboa, Portugal

Accepted 2005 June 6. Received 2005 May 10; in original form 2004 June 23

SUMMARY

A Mw 4.3 earthquake occurred on 2002 September 30, in the Armorican Massif, NW France. Since it was one of the largest events ever recorded in this region, this was the opportunity to improve our seismotectonic knowledge of the Armorican Massif. We performed a post-seismic survey (SISBREIZH), which allowed us to locate accurately 62 aftershocks within 14 days. An analysis of the main shock using broadband records provided a normal fault mechanism with a dextral strike-slip component located at 12-km depth. The aftershock sequence exhibits: (1) a combination of almost pure right-lateral strike-slip and dominant normal faulting similar to the main shock; (2) magnitudes ranging from 0.4 to 1.9 and (3) depths ranging from 11.5 to 13.5 km, that is, close to the main shock hypocenter. The distribution of the aftershocks defines a rupture plane dipping 60° to the south with a fault length of ≈ 2 km consistent with the source parameters of the main shock. Beside the SISBREIZH survey, a morpho-structural analysis has been conducted: we found fault plane solutions with southward-dipping N120–150 normal fault planes. The stress tensor computed after the aftershock focal mechanisms is a strike-slip regime with a NE–SW extensional direction. The Lorient earthquake appears to reactivate Late Hercynian structures and the whole sequence is reflecting the regional-scale tectonic stress field expressed by a combination of strike-slip and normal faulting.

Key words: Armorican Massif, intraplate seismicity, Lorient earthquake, seismotectonics, stress tensor.

1 INTRODUCTION

On 2002 September 30, a Mw 4.3 earthquake occurred near the city of Lorient, Western France, located in the Southwest Armorican Massif, near the South Armorican Shear Zone (SASZ) (Fig. 1). Since the beginning of the LDG network in 1962, it was one of the largest events recorded by the RéNaSS (Réseau National de Surveillance Sismique, France) and LDG (Laboratoire de Détection et de Géophysique, CEA, France) networks in the Armorican Massif with a magnitude $M_I = 5.7$. The other largest one occurred on 1989 August 21, SW of Brest city, with a magnitude $M_I = 5.0$.

1.1 Geological setting

The Armorican Massif (Fig. 1) is an Upper Proterozoic to Paleozoic basement widely outcropping in northwestern France. It depicts a general EW structural pattern characterized by three domains: the

North Armorican Domain (NAD), the Central Armorican Domain (CAD) and the South Armorican Domain (SAD), separated by two main shear zones: the North Armorican (NASZ), and the South Armorican (SASZ) shear zones, respectively (Rolet 1994). The NAD belongs to the Cadomian Orogenic belt, of Upper Proterozoic age (660–450 Myr) (Brun & Bale 1990; Rabu *et al.* 1990), whereas the CAD and the SAD belong to the Variscan belt that developed during the Upper Paleozoic (Brun & Burg 1982; Jegouzo 1980; Ballèvre *et al.* 1994; Shelley & Bossière 2000). The Lorient earthquake occurred in the area where the SASZ splits into two branches: one major shear zone to the north, and another one to the south (Fig. 1).

Since the Paleozoic, the massif has been affected by two main tectonic events:

(1) the Mesozoic extension related to the opening of the Atlantic Ocean (Montadert *et al.* 1977) and

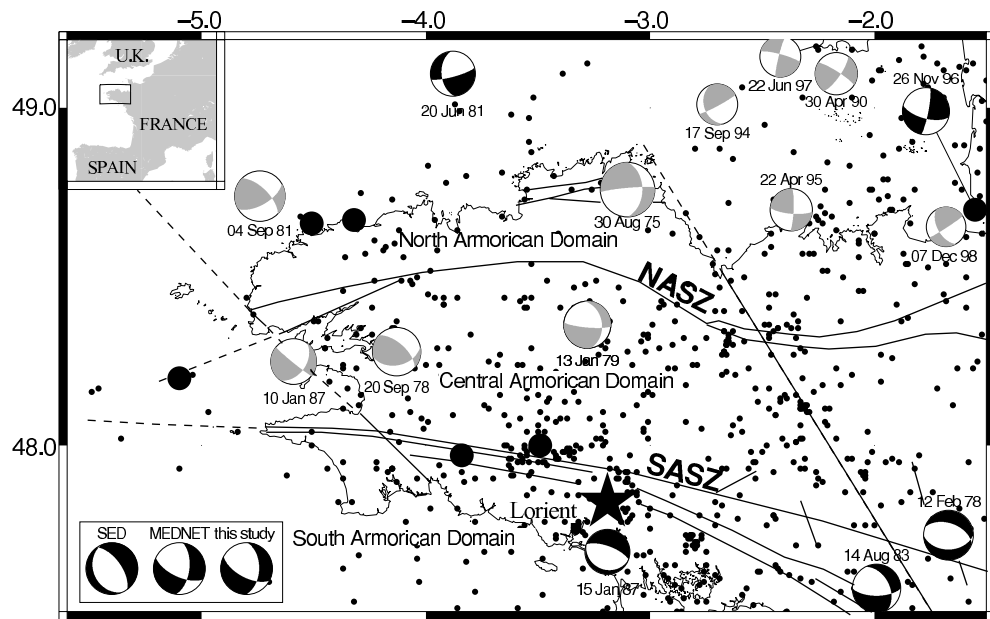


Figure 1. Tectonic sketch map and seismic activity of western Brittany from LDG and RéNaSS database 1962–2003. Inset shows the location of the map within France. The North Armorican Shear Zone (NASZ) and the South Armorican Shear Zone (SASZ) delimit three domains: the North Armorican Domain (NAD), the Central Armorican Domain (CAD) and the South Armorican Domain (SAD). The small and the large circles represent the earthquake in the range of magnitude 2.5 to 4.0, and 4.0 to 5.0, respectively. The focal mechanisms are extracted from the studies by Nicolas *et al.* (1990) for 1975 August 30, 1978 February 12, 1978 September 20, 1979 January 13, 1981 June 20, 1981 September 4, 1983 August 14, 1987 January 10 and 1987 January 15 and by Amorèse *et al.* (2000) for the 1990 April 30, 1994 September 17, 1995 April 22, 1996 November 26, 1997 June 22 and 1998 December 7. The black focal mechanisms are well-constrained solutions and the grey ones are the poorly constrained ones following the authors (Nicolas *et al.* 1990; Amorèse *et al.* 2000). The three focal solutions in the box are solutions given by the Mediterranean Network (MEDNET), the Swiss Earthquake Data centre (SED) and this study for the Lorient earthquake (black star; see Table 1).

(2) a Cenozoic compression related to collision between Europe and Africa (Vigneresse 1988). The Cenozoic deformation of the Armorican Massif is not precisely documented, due to the scarcity of Tertiary deposits. The massif is presently an uplifted intraplate domain of the western European lithosphere, which corresponds to the extended foreland of the Pyrenees and of the Alps (Ziegler *et al.* 1995; Bonnet *et al.* 2000). The rates of relative uplift are still not precisely determined. The observation of large-scale (≈ 250 km) relief variations and Quaternary river incisions provide values of about 0.05 mm yr^{-1} on a timescale of 10^5 to 10^6 yr (Bonnet *et al.* 1997, 2000), whereas levelling measurements lead to uplift rates in the range 0.2 – 0.6 mm yr^{-1} , with a maximum value of 1.1 mm yr^{-1} , on a timescale of 100 yr (Lenôtre *et al.* 1999).

1.2 Seismotectonic setting

The seismicity of the Armorican Massif, as detected by the two French permanent networks in the area (LDG and RéNaSS) from 1962 to 2003 (Fig. 1) appears to be rather diffuse. Apparently, there is no close correlation of epicentres to tectonic features, except for some events located on the SASZ. A 3-D model of *P*-wave velocity and *S*-wave seismic anisotropy of the eastern region of the massif shows that the SASZ is a lithospheric structure characterized by a 4–5 per cent velocity contrast, and by a fast shear-wave azimuth parallel to its strike, whereas the NASZ does not show any significant signature at a lithospheric scale (Judenherc *et al.* 2002). This could be related to the differences in the seismic pattern observed between the SASZ and the NASZ.

The magnitude of the events is low to moderate. Eleven events only have reached a magnitude M_I of 4.0 or more since 1962. Earth-

quakes with magnitudes lower than 4.0 are mainly located in the CAD, probably related to the uplift of the northwestern part of the Armorican Massif. A few seismotectonic studies (Nicolas *et al.* 1990; Amorèse *et al.* 2000) have presented focal mechanisms in the Armorican Massif. Due to its eccentric location, the azimuthal coverage of European seismological networks around the region is poor and multiple solutions exist for most of focal mechanisms (Fig. 1). They tend to show a predominance of strike-slip faulting along subvertical faults. In the northwestern part, faulting is mainly left-lateral along $N60^\circ$ – 85° striking faults with some reverse component, whereas in the southern part, near the SASZ, focal mechanisms depict mainly normal faulting striking $N90^\circ$ – 130° with a dextral component. These studies indicate horizontal σ_1 (compressional) and σ_3 (extensional) axes roughly striking NW–SE and NE–SW, respectively, in the NAD (Amorèse *et al.* 2000) and in the SAD (Nicolas *et al.* 1990). However, Delouis *et al.* (1993) computed a different stress tensor for the central–western region of France, that is, an area much larger than the Armorican Massif: they obtain a nearly vertical compressional axis σ_1 , and conclude that the area is presently in extension in the NE–SW direction combined with strike-slip faulting. A recent study (Mazabraud *et al.* 2005) gives further evidence for a transtensional regime in the South Armorican Massif. Therefore, although the σ_3 axis is generally found to strike NE–SW, the scarcity of fault plane solutions does not allow to describe accurately the stress field in this area.

Various institutions proposed source parameters for the Lorient earthquake (Table 1). The MEDNET (Mediterranean Network) 35-s waveform period solution shows a right-lateral strike-slip solution with a normal component and the SED (Swiss Earthquake Data

Table 1. Proposed source parameters for the Lorient earthquake prior to and from this study.

Source	Latitude	Longitude	Depth	Magnitude	M_0	Str.	Dip	Slip
RéNaSS	47.88	-3.09	10.0	5.4 MI				
BGS	47.98	-3.23	21.7	4.5 MI				
LDG	47.83	-3.19	9.6	5.7 MI		127	61	-127
SED	47.83	-3.20	15.0	4.31 Mw	3.25	156	29	-80
MEDNET	47.82	-3.13	15.0	4.34 Mw	3.7	115	64	-144
This study	47.83	-3.19	12.0	4.27 Mw	2.9	117	62	-133

Depth is in km, Strike (Str.), Dip and Slip are in degrees according to Aki and Richards convention (Aki & Richards 1980). The unit of seismic moment (M_0) is 10^{15} N m. RéNaSS: Réseau National de Surveillance Sismique, France; BGS: British Geological Survey, UK; LDG: Laboratoire de Détection et de Géophysique, CEA, France; SED: Swiss Earthquake Data centre, Switzerland; MEDNET: MEditerranean NETwork, Italy.

centre) 50-s waveform period solution, a normal fault. A difference in longitude can be also noticed between the MEDNET and the SED location. These differences could be explained by the azimuthal gap of data in the SSW direction of Lorient owing to the presence of the North Atlantic ocean. Although depth values provided by MEDNET and SED are identical (15 km), they appear to be unconstrained in the inversion procedure. The LDG provides a better location of the main shock because the closest station used for this determination is located 12 km away from the epicentre. The focal mechanism solution computed using the FPFIT code (Reasenber & Oppenheimer 1985) with P -waves first motions of LDG and RéNaSS networks is similar to the MEDNET one (Mazabraud *et al.* 2005).

As the seismotectonic pattern is poorly known in this area due to the low seismic activity and sparsity of seismological stations, the Lorient earthquake appears to be a very good opportunity to improve our understanding of the deformation pattern of this intraplate area. Furthermore, as centroid moment tensor determinations are close to the validity limit for a moderate and surficial earthquake, we have installed a dense array of seismic stations two days after the main shock (SISBREIZH campaign) in order to resolve the rupture zone and the post-seismic strain- and stress fields.

From this analysis, we retrieve the source parameters of the Lorient earthquake using the records of the main shock and of the aftershocks. Finally, in order to compare them to the tectonic and

stress field around the SASZ, we have conducted, besides the SISBREIZH campaign, a microtectonic field investigation that allows us to relate the seismological results with the structural inheritance of the Lorient area.

2 STRUCTURAL INHERITANCE

The structural analysis is based on two kinds of studies: (1) the identification of the tectonic features as resolved by a 50-m accuracy DEM of the region and (2) a field investigation which aimed at recognizing the direction and the dip of tectonic structures.

2.1 Morpho-structural analysis

On the DEM map (Fig. 2), we can follow the major tectonic directions in the region around the main shock. Three predominant directions are recognized: N110°, N30° and N150°. A \approx N-S direction is also observed if the DEM is illuminated in a N90° direction. All these fractures are inherited from the Hercynian orogeny (Vignerresse 1988). At some places, they are clearly expressed by well-developed morphological fault line scarps, suggesting recent playbacks of these faults, the N30° structures being less visible. The most prominent feature is the triangular shape on the north branch of the SASZ, in the area of the Lorient event, and the system of N150° trending faults on the eastern side between the two branches.

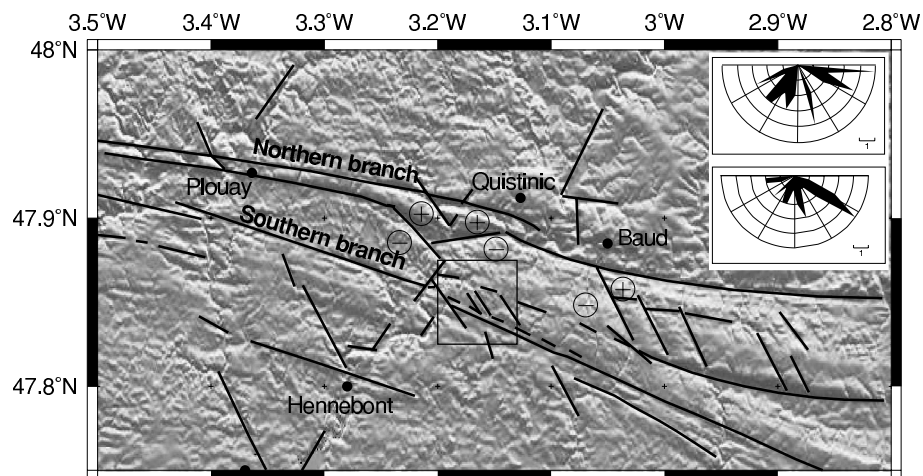


Figure 2. The 50-m-accuracy DEM from IGN (Institut Géographique National) of Lorient earthquake area, showing the northern and southern branch of the SASZ. Fault lineaments have been reported. The DEM is illuminated in a N10° direction. The plus and minus signs represent the relative elevation of fault separated blocks. The square locates the map of Fig. 9. Upper right corner: The upper rose diagram shows the strikes of the fault planes observed on the field and the lower one, the strike of the preferred fault plane solutions obtained from the stress inversion (Fig. 10).

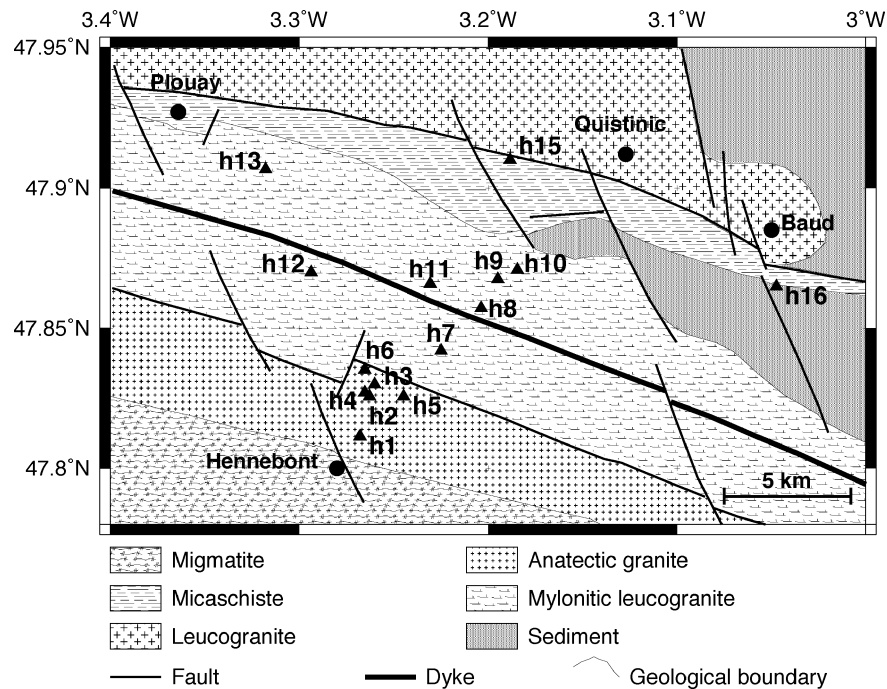


Figure 3. Geological map of the studied area. Triangles indicate the location of the outcrops.

With regard to the regional scale (N110° fault network forming the SASZ), the N150° trending fractures occur as 'en échelon' extensional fault structures formed during dextral shearing. It results into a progressive elevation of the topography on the eastern side of this system. These faults must have played back during an extensive period (probably during the Oligocene), thus explaining their prominent line scarps (Gros & Limasset 1984; Wyns 1991). Finally, relative uplifts of blocks between faults are recognized (Fig. 2), suggesting again recent motions.

2.2 Lorient fault network

Field investigations were carried out in order to characterize the geometry of the faults that have affected the area. Although outcrops are seldom (Fig. 3), 15 sites were identified, and about 100 directions and dips of fault planes were measured. Besides, the geological map has been complemented during the field work (Fig. 3). The most prominent deformations on the outcrops are linked to the compressional Hercynian stress field and to the extensional late-Hercynian deformations. Both of them show ductile deformation features. Nevertheless, other deformations post-dating the Hercynian orogeny are also observed. They show brittle deformation features.

We found that strike-slip faults trending E–W to N120° are dominant, together with the \approx N–S and N30° directions already seen on the DEM (the upper rose diagram in Fig. 2). Dextral strike-slip motions are mostly observed and related to the Hercynian orogeny. Half of the planes show a dip equal to or greater than 75°, showing that the predominant structures in this area are nearly vertical. With 75 per cent of the planes which present a dip larger than 60° (Fig. 4), the present-day attitude of the exposed structures is a steeply dipping fault plane, in good agreement with the SASZ attitude. The fault plane geometry found by the LDG and MEDNET for the Lorient earthquake (with a strike around 120° and a dip angle around 60°) was also identified during the field sur-

vey on the Hercynian structure, suggesting a reactivation of these structures.

From this analysis, we therefore deduce strong similarities between our local scale of observation and the regional one: four main tectonic directions have been recognized in both studies (N–S, N30°, N110°, N150°, all inherited from the Hercynian period). The fault plane geometry found by the LDG and MEDNET were also identified during the field survey in the Lorient area on an Hercynian structure, suggesting a reactivation of the SASZ.

3 SOURCE PARAMETERS OF THE MAIN SHOCK

The Lorient earthquake occurred on 2002 September 30, at 6h44 GMT. In order to determine its depth and its source parameters, we adopt different approaches using records at global and regional scales.

3.1 Depth evaluation of the main shock

In order to determine the depth of the main shock, we made a cepstral analysis using the teleseismic records of the Ivory Coast and of the Mongolian arrays. These two sets of data were provided by Lamto Observatory and by Mongolia Academy of Science of Ulaanbaatar, located at 41° and 67° epicentral distances, respectively. The seismometer used in both arrays is a 1-Hz short period ZM500 developed by the LDG. The cepstral analysis is based on the F -statistic described by Shumway (1971) and Bonner *et al.* (2002). The objective of the cepstral analysis is to detect echoes in a signal. Coupled with the F -statistics, this method allows for the identification of the pP and/or the sP phases after the P arrival by detecting a signal in a set of stationary correlated time series. The analysis of both networks clearly shows that one of the three important peaks for both curves is consistent with a focal depth of 12 ± 2 km (Fig. 5).

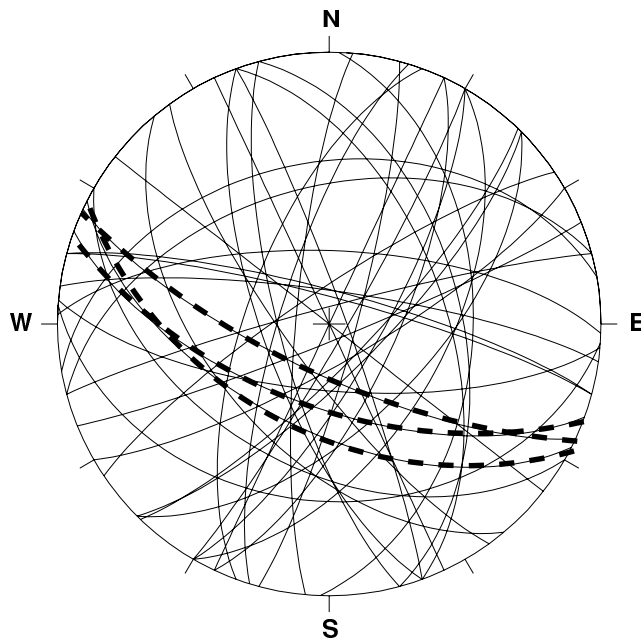


Figure 4. Stereographic projection of the strike and the dip of fault planes surveyed in the Lorient Area. The dashed lines show the strike and dip of fault planes similar to the fault plane solutions found by LDG, MEDNET and our study.

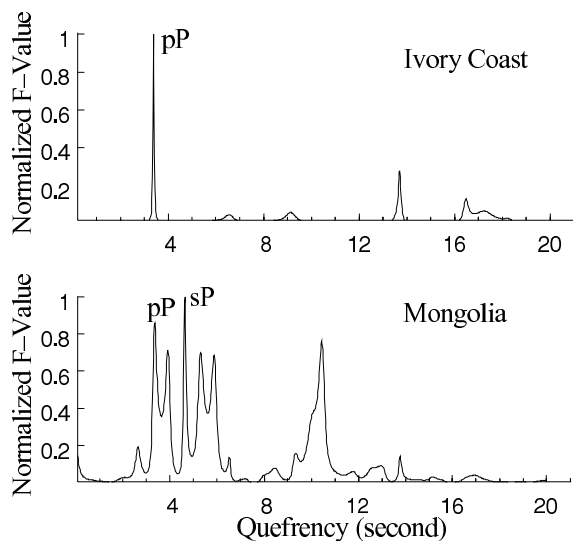


Figure 5. Cepstral F -statistics from the Ivory Coast seismic arrays using 5 stations and from the Mongolian seismic network using 6 stations (see location in Fig. 6). The quefrequency axis, also called delay axis, represents the time after the P arrival. Each peak points at a delay time between the P -wave arrival and a coherent second arrival. The differences between the quefrequency content of the Ivory and Mongolian arrays are due to the variations in the radiation pattern for both arrays and to a different crustal response under each array. The estimated hypocentral depth with respect to IASPEI model (Kennett 1991) is 12 ± 2 km.

Due to the poor azimuthal coverage and to the small depth value, this evaluation is not robust: a good evaluation of the pP and sP phases requires a computation over relative amplitudes recorded by several arrays. Nevertheless, we will see in the next subsection that the simulation of the teleseismic waveform confirms this depth estimation (Fig. 6 bottom). Additionally, a free depth estimation at the closest station (QUIF), 12 km away from the epicentre (Fig. 7)

gives a depth value of 10 km using a location program equivalent to HYPONVERSE (Klein 1984). These determinations are mutually consistent and suggest a location of this earthquake within the middle crust, that is, close to the transition of the brittle to the plastic behaviour (Scholz 1990).

3.2 Focal mechanism determination

We first compute the double-couple fault plane solutions using all the available European waveforms from BGS (British Geological Survey, UK), IGN (Instituto Geografico Nacional, Spain), IMP (Instituto de Meteorologia, Portugal), LDG, RéNaSS and SisCaen (réseau sismologique régional de l'Université de Caen, France) networks. The inversion of the P -wave first motions using the routine FPFIT (Reasenber & Oppenheimer 1985) provides the LDG solution reported in Table 1.

In order to test this solution and due to the variability of the available focal mechanisms, we invert the double-couple focal solution using the data recorded at five three-component broadband stations of the LDG network (Fig. 6). The seismometer is a LP-12 type with a flat response in displacement between 2- and 50 s. The focal depth is fixed at 12 km as previously observed with the P - pP delay time. The model of propagation is the LDG 1-D velocity crust model (Table 2). Our methodology is based on an iteration grid search over the strike, dip and rake solutions. For each step, we compute the L1 norm for the three components of the five broadband stations in the frequency range 0.1–0.02 Hz (Fig. 6). The Green's functions are computed using the discrete wave number method (Bouchon 1981). The source duration is fixed at 0.4 s. This value is derived from the corner frequency of 2.5 Hz observed on the spectral analysis of short period records of the LDG network.

Fig. 6 shows the comparison between the recorded and the computed waveforms. The computed seismograms using the LDG focal solution give a good fit for the waveforms of the broadband records except for the horizontal components at HAU and ORIF stations which present a misfit in amplitude (Fig. 6). We then obtain by inversion the following focal mechanism solution: strike = $117^\circ \pm 8^\circ$, dip = $62^\circ \pm 4^\circ$, rake = $-133^\circ \pm 6^\circ$ and a seismic moment of $2.9 \cdot 10^{15}$ Nm. This solution is consistent with the LDG solution in order to test the validity of this inversion and the focal depth estimation, we compute the teleseismic waveform in Ivory Coast and in Mongolia. Looking at the relative amplitudes and at the delay times between P , pP and sP phases, the simulation (Fig. 6) confirms the focal mechanism obtained by inversion of regional waveforms and the depth value estimated by the cepstral analysis.

For a seismic moment $M_0 = 2.9 \cdot 10^{15}$ Nm, we obtain a value of 4.27 for the Mw magnitude, equivalent to those deduced by MEDNET and SED (Table 1). The focal mechanism shows a normal fault with a right-lateral shear component similar to the solution determined by MEDNET. The latter solution is also close to the solution determined by Nicolas *et al.* (1990) for the 1983 earthquake (Fig. 1). The direction of the fault plane is in good agreement with the N110° characteristic fault strike deduced from the structural analysis.

4 AFTERSHOCKS ANALYSIS—SISBREIZH CAMPAIGN

The SISBREIZH post-seismic campaign has been implemented from 2002 October 2 to October 15: 12 stations were installed in a dense network (one station every 7–10 km, Fig. 7) around the preliminary epicentre provided by LDG on September 30. The network consisted of three-component stations equipped with 2 Hz

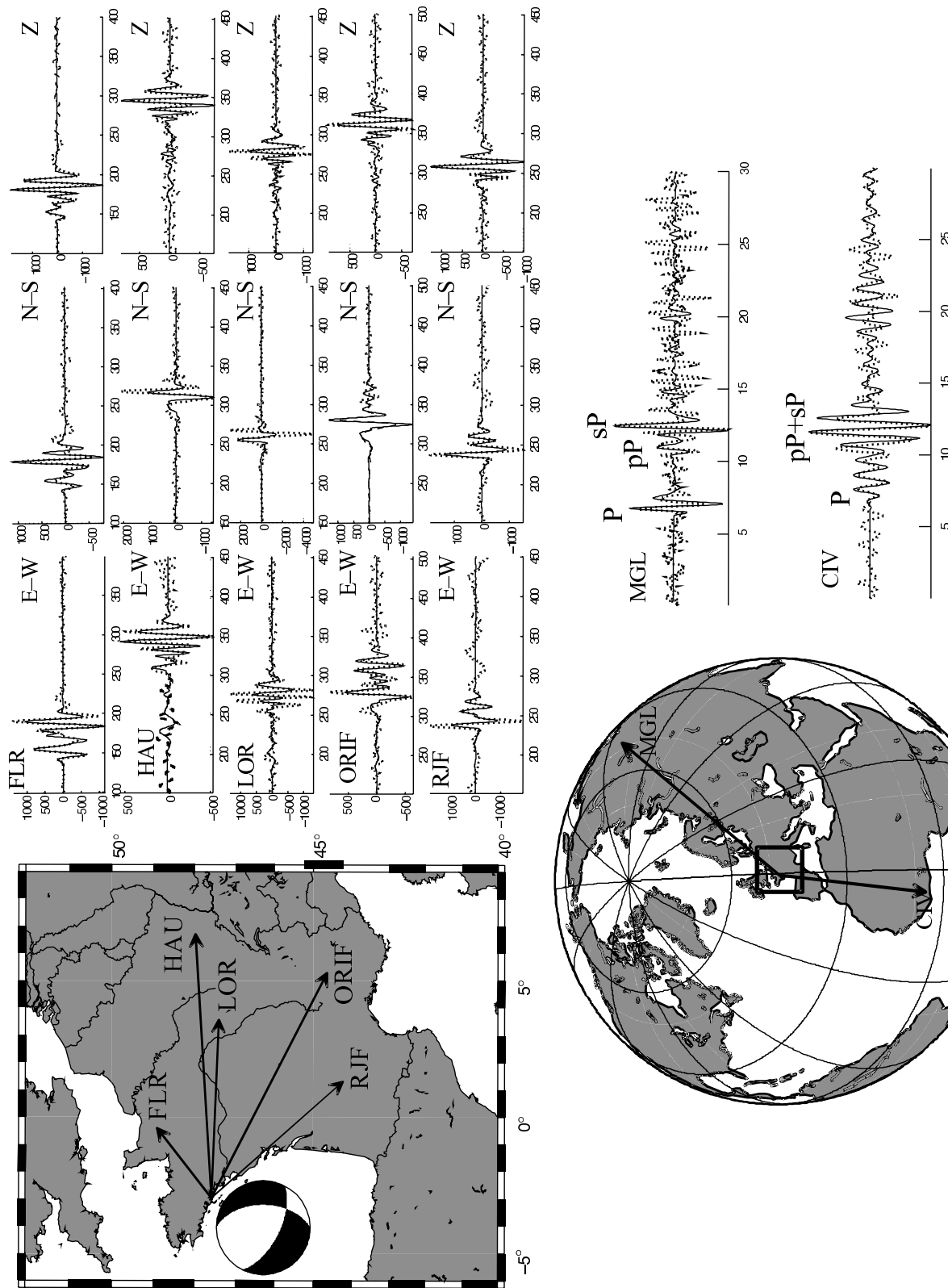


Figure 6. The focal mechanism with strike = 117, dip = 61, rake = -133 and associated waveforms. The solid and dashed curves represent the simulations and the records on the three components, respectively. Timescales are in seconds. The frequency band width is 0.1–0.02 Hz. The depth of the focal mechanism is provided by the P - pP - sP delays on the Mongolian record (MGL). The weak P amplitude on the Ivory Coast (CIV) record confirm the focal mechanism.

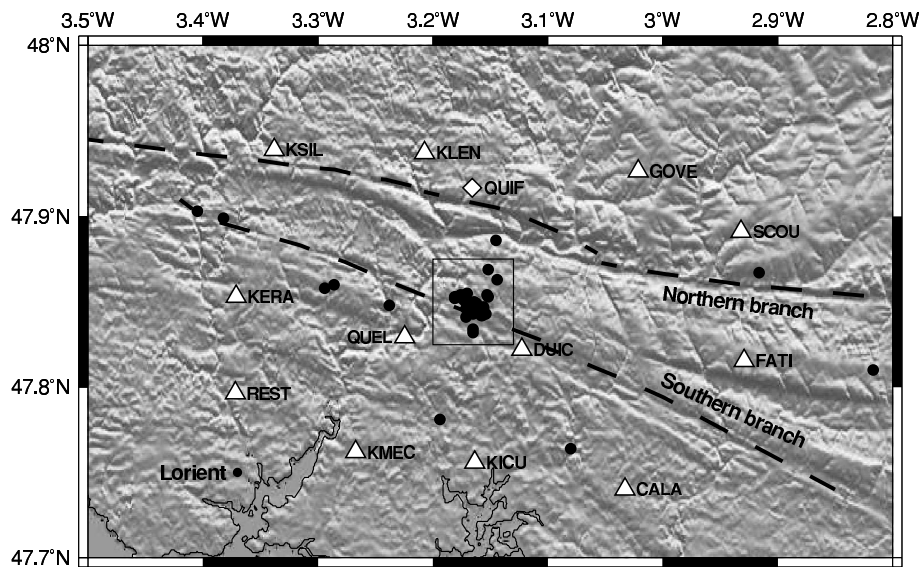


Figure 7. Location of the aftershocks (circles) inside the network. All stations belong to the SISBREIZH temporary network (triangles) except QUIF (diamond) that belongs to the permanent network of the LDG. The square box represents the studied area, and it is the frame of Fig. 8.

short-period sensors of INSU-CNRS (Institut National des Sciences de l'Univers, France) portable network, all connected to GPS antenna for time control. These stations operate in continuous mode with a sampling frequency of 100 Hz. We detect and locate 62 events. The seismograms recorded at the permanent station LDG QUIF (Fig. 7) are also used to improve our solutions for the locations and focal mechanisms of all events.

The seismic activity was important during the first days with about 10 events per day, and it decreased from October 8 until October 15.

4.1 Velocity model

The seismic database has been managed using SEISAN software (Haskov & Ottemöller 1999). We first pick P and S waves on each of the 62 events and compute their absolute and relative locations using HYPOCENTER (Lienert *et al.* 1986) and hypoDD (Waldhauser & Ellsworth 2000), respectively. The number of phases picked for the 32 selected events with focal mechanisms determined are reported in Table A1. The P -wave readings allow us a good picking of their arrival times: we then use a full weight for the location processing. However, as the S phases are less clearly readable: we attributed a weight two times smaller for them. Among the 62 events located using HYPOCENTER, 49 are located inside the network (Fig. 7).

The velocity structure under the western part of Brittany is poorly determined. The picked phases are only P_g and S_g phases, and no P_n Moho phases are identified as first arrivals. Only direct rays from the hypocenter to the surface have to be taken into account, and it is therefore not necessary to model the Moho discontinuity in the velocity model. A simple layered model with a constant velocity of 6.00 km s^{-1} gives the smallest average rms (root mean square), that is, 0.041 s, for the 49 events inside the network.

The best fit on a Wadati type diagram provides a V_p/V_s ratio of 1.68. Using these velocity parameters, the mean errors computed in location are 0.7 km and 1.3 km in the horizontal and vertical directions, respectively. The iterative relocation of the aftershocks using hypoDD does not change the hypocenter locations significantly (i.e. less than 200 m and 100 m in the horizontal and vertical directions,

Table 2. Velocity model used for the estimation of Green's functions.

Depth (km)	P velocity (km s^{-1})	S velocity (km s^{-1})
0–0.9	3.00	1.73
0.9–25.9	6.03	3.56
25.9 –	8.16	4.65

respectively). Therefore, all figures and table display the absolute locations of the aftershocks.

4.2 Spatial distribution of the aftershocks

The epicentral map is characterized by a seismic swarm aligned in the N135° azimuth in the middle of the network (Fig. 7). The events located westward of this swarm are located on the SASZ, whereas the others cannot be related to any large-scale known tectonic feature. We report on Fig. 7 the aftershocks from the swarm on a 50 m accuracy DEM (BD Alti IGN, French 'Institut Géographique National'). They occur between the southern branch of the SASZ and a N150 structure, and likely depict the approximate position of the fault plane. The main shock is located 3 km apart from the aftershock swarm in the southwest direction (Fig. 8): this suggests that the actual error on the main shock location is about 3 km using far-field recordings (see Table 1). The fact that this location is computed using only the P and S wave travel-times of the LDG national records explains this discrepancy.

Two sections crossing the aftershock area are displayed on Fig. 9: one is in the direction of the SASZ (A1B1 in Fig. 8) and another one is perpendicular to this direction (A2B2). All events are located between 11.5 km and 13.5 km in depth (Fig. 9). On section A1B1 (N115°E), two clusters appear: the first one is located at 12 km in the western part of the section and the other one is at 13 km depth in the eastern part. The A2B2 cross-section (N205°E) shows aftershocks trending along a south-dipping plane, with an average dip of 60° (Fig. 9). The same two clusters are also identified on this cross-section. We also project the hypocenters onto: (1) the

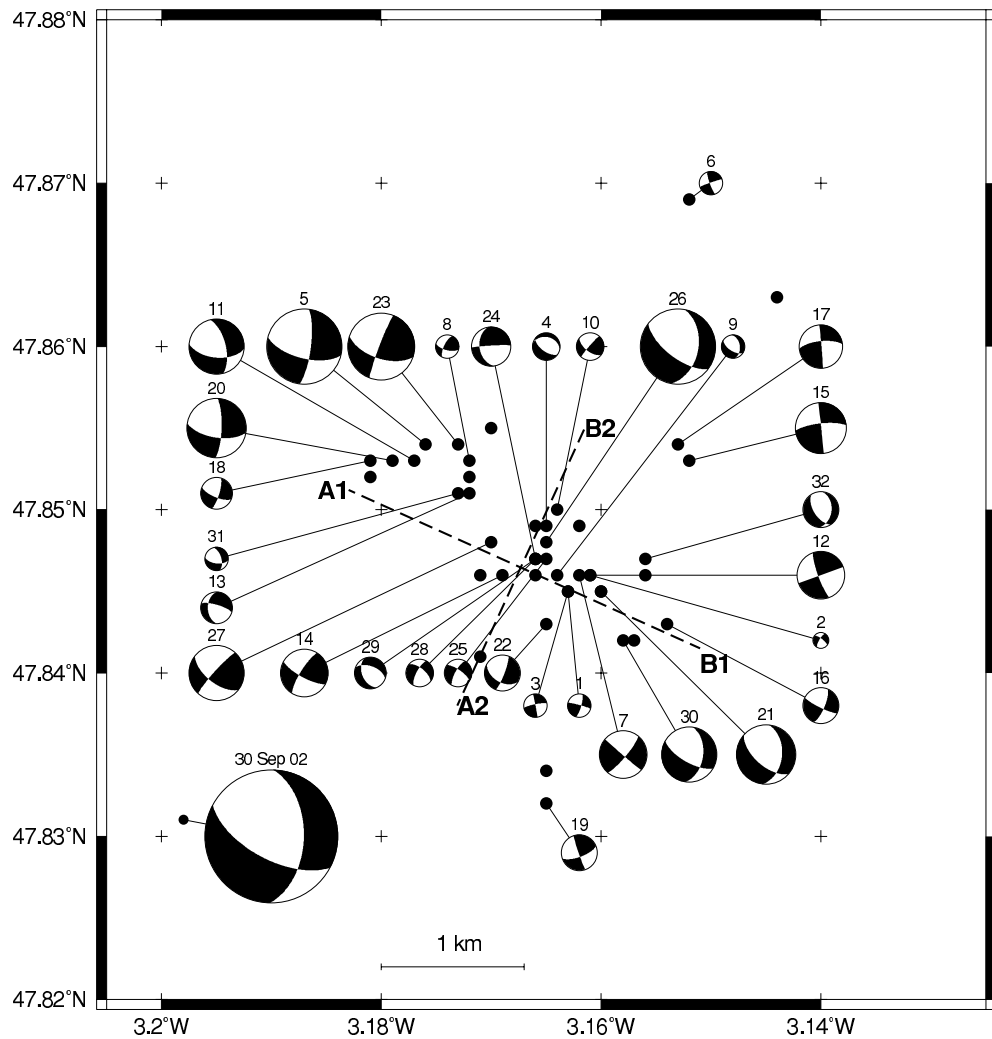


Figure 8. Epicentres and focal mechanisms of the aftershocks. Numbers refer to Table 3. The size of the focal mechanisms is proportional to the magnitude of the events except for the main shock (2002 September 30). The two cross-sections A1B1 and A2B2 are displayed on Fig. 9. The A1B1 cross-section follows the southern branch of the SASZ oriented N115.

mean direction of the aftershock trend (N135°) and (2) the direction perpendicular to this trend (N225°). It appears that the N135° section does not differ significantly from the A1B1 section, whereas a nearly vertical distribution of the events is found on the N225° section. Nevertheless, no N135° tectonic structure has been identified there on the DEM and on field, and nodal planes dipping 60° are statistically more frequent than vertical ones (see next section). Therefore, we will consider that the A2B2 direction better depicts both the hypocenter distribution and the fault dip.

The depth range deduced from the aftershock distribution is consistent with the depth evaluation of the Lorient earthquake using the broadband simulations. It implies that the rupture occurs along an area of stress increase at the base of the upper crust. If we assume a N120° strike with a dip of 60° for the fault plane, a possible structure that has broken during this earthquake is a segment from the northern branch of the SASZ (Fig. 2).

4.3 Assessment of earthquake rupture process

The independently determined values of the corner frequency f_c (2.5 Hz), of the seismic moment M_0 ($2.9 \cdot 10^{15}$ Nm) and of the

aftershock area A (Fig. 9) provide a rather complete description of the earthquake process. The aftershocks distribute over a circular surface with a radius r equal to 1 km (large dashed circle in Fig. 9). Using the value of shear velocity determined in Section 4.1, and assuming a rupture velocity v equal to 3 km s^{-1} , the observed corner frequency corresponds to a value of circular source radius in the range $300 \leq r \leq 532$ m. The lowest and highest values of this range correspond to the dynamic solution of an expanding circular crack model (Madariaga 1976) and to the static solution (Brune 1970), respectively. The quasi-static solution of Sato & Hirasawa (1973) gives $r = 408$ m (small hatched disc in Fig. 9). The aftershock zone thus indicates a larger area than the one activated by the main shock. Following Courboulex *et al.* (1999) who have analysed the rupture of a moderate intraplate event of similar magnitude, we interpret this observation as a reactivation of surrounding fault segments due to a stress increase following the main shock.

By means of the ω^{-2} model (Brune 1970), the corner frequency and the seismic moment also provide a measure of the energy/moment ratio E_S/M_0 (Vassiliou & Kanamori 1982; Kikuchi & Fukao 1988):

$$E_S/M_0 = 2K\pi^3 M_0 f_c^3, \quad (1)$$

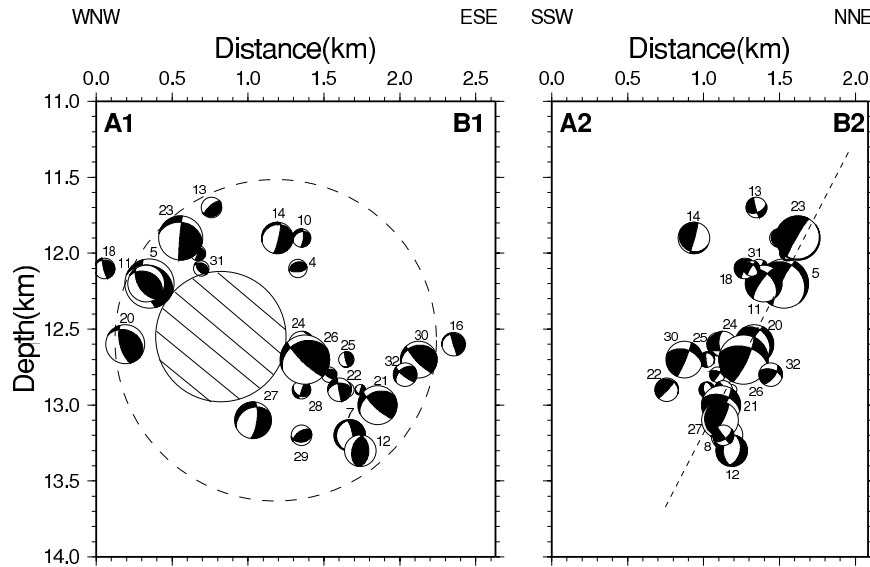


Figure 9. Hypocenter locations along the cross-sections A1B1 and A2B2 of the 32 events focal mechanisms of Fig. 8. The numbers of the focal mechanisms refer to Table 3. In cross-section A1B1, the hatched disc corresponds to the rupture area assessed from the corner frequency of the main shock source. The dashed circle encompasses the region where the stresses induced by the main shock were released in subsequent days. In cross-section A2B2, the aftershocks align along the dip of the main shock fault plane (dashed line). Focal mechanisms are plotted on a vertical plane.

where

$$K = \frac{1}{15\pi\rho V_p^5} + \frac{1}{10\pi\rho V_s^5}. \quad (2)$$

Application of eqs (1) and (2) using the velocities determined in Section 4.1 and a density ρ equal to 2.8 g cm^{-3} gives $E_S/M_0 = 5.77 \cdot 10^{-5}$. The latter value belongs to the range of values ($\sim 5 \cdot 10^{-5}$) which are expected from the energy-magnitude relation of Gutenberg & Richter (1956) for the complete stress drop of a frictionless crack (Kanamori 1977; Kikuchi & Fukao 1988). The ratio E_S/M_0 is related to the strain drop $\Delta\bar{\sigma}/2\mu$ by

$$E_S/M_0 = \eta\Delta\bar{\sigma}/2\mu, \quad (3)$$

where η is the seismic efficiency and μ is the rigidity ($\mu \sim 3.57 \cdot 10^{10} \text{ Pa}$ in our case). For $\eta = 1$, the conventional uniform stress drop $\Delta\sigma_0$ is a minimum estimate of the average stress drop weighted by the dislocation distribution on the fault plane (Kikuchi & Fukao 1988). The quasi-static solution for a radially expanding crack (Sato & Hirasawa 1973) gives $\eta \sim (v/V_S)^2$ ($\eta \sim 0.7$ in our case). The highest value of $\Delta\bar{\sigma}$ corresponds to Brune's (1970) stress drop $\Delta\sigma_B$ ($\eta = 0.46$; Kikuchi & Fukao 1988). The application of eq. (3) gives $\Delta\sigma_0 \sim 41 \text{ bars}$, $\Delta\bar{\sigma} \sim 59 \text{ bars}$, $\Delta\sigma_B \sim 90 \text{ bars}$.

In summary, considering the quasi-static solution of Sato & Hirasawa (1973) for an expanding circular crack, we propose that the Lorient earthquake ruptured over a circular fault surface about 410 m in radius at a depth of 12.5 km. According to the definition of the scalar seismic moment $M_0 = \mu\Delta_U A$ (Aki 1967), the average co-seismic displacement Δ_U was large ($\sim 15 \text{ cm}$), and associated with a high stress drop (60 bars). The large amount of energy radiated in seismic waves also suggests that the stress release was complete, with only a small amount of energy dissipated by friction processes. In the following days, the stresses induced around the rupture area were released up to 1 km away from the main shock hypocenter.

4.4 Magnitudes

Magnitudes are computed using the formula of Lee *et al.* (1972):

$$M_l = 0.087 + 2 \log(\text{coda}) + 0.0035\Delta,$$

where *coda* is the duration of the signal in second, and Δ , the epicentral distance in kilometres. The magnitude range goes from 0.4 to 1.9, with 17 events which have a magnitude lower than 1. This exceptional detection of low magnitude events could be explained by the absence of a thick sedimentary layer. We are able to check the magnitude only for the event occurring on October 2 at 23h33 as, after this date, the energy of the aftershocks was too low to be recorded by a sufficient number of LDG network stations allowing the source parameters processing. We compute a magnitude $M_l = 1.9$ and the LDG provides a magnitude $M_l = 2.0$ for the same earthquake, which gave us some confidence in the Lee *et al.*'s (1972) formula for this sequence.

4.5 Fault plane solutions

We use *P* wave polarities to build fault planes solutions of the aftershocks using FOCMEC routine (Snook *et al.* 1984). From the 49 events inside the network, 34 fault plane solutions are computed. Due to the central location of the aftershocks main swarm with respect to the network geometry (Fig. 7), the focal mechanism processing has not been disturbed by any azimuthal coverage gap, as shown by the polarity distribution on most of the computed solutions (Fig. A1). The FOCMEC routine computes all possible double-couple solutions given the sense of the polarities. The solutions displayed in Fig. A1 are in agreement with all the polarities available for each event (Table A1). For two events, it is difficult to find a fault plane solution (box in Fig. A1). Finally, 32 solutions are selected (Tables 3 and A1) and a conservative quality factor has been defined for these solutions following the strike uncertainties (see Appendix A).

The majority of the nodal plane solutions shows strike-slip mechanisms with a normal component in good agreement with the general seismotectonic pattern of the SASZ and with the solution of the main

Table 3. Location and fault plane parameters of the 32 selected events.

Number	Day	Hour	Longitude (°)	Latitude (°)	Depth (km)	Mag.	Plane			Quality factor
							Str. (°)	Dip (°)	Slip (°)	
1	2	15:34	-3.163	47.845	12.7	0.6	16.00	76.00	5.00	4
2	2	20:58	-3.161	47.846	12.9	0.4	307.07	71.96	-161.04	4
3	2	21:04	-3.163	47.845	12.9	0.6	258.65	80.01	177.97	4
4	2	23:09	-3.165	47.849	12.1	0.7	282.97	32.10	-109.80	1
5	2	23:33	-3.176	47.854	12.2	1.9	100.00	86.00	-170.00	3
6	3	03:23	-3.152	47.869	14.3	0.6	160.00	81.00	-5.00	4
7	3	03:30	-3.162	47.846	13.2	1.2	130.35	88.03	-169.99	3
8	3	05:55	-3.172	47.853	12.0	0.6	206.00	68.00	28.00	2
9	3	07:55	-3.164	47.846	12.8	0.6	123.54	58.67	-119.54	1
10	3	09:24	-3.164	47.850	11.9	0.7	221.00	85.00	30.00	4
11	3	13:02	-3.177	47.853	12.2	1.4	346.00	63.00	-38.00	3
12	3	13:32	-3.161	47.846	13.3	1.2	250.00	90.00	180.00	4
13	3	19:51	-3.172	47.851	11.7	0.8	180.01	44.00	-22.00	2
14	3	20:56	-3.169	47.846	11.9	1.2	212.00	77.00	16.00	4
15	3	23:12	-3.152	47.853	14.2	1.3	263.73	75.00	178.96	4
16	3	23:50	-3.154	47.843	12.6	0.9	115.95	80.44	-162.75	3
17	4	00:52	-3.153	47.854	13.9	1.1	264.27	70.01	177.87	4
18	4	03:46	-3.181	47.853	12.1	0.8	112.31	69.65	-165.05	4
19	4	13:38	-3.165	47.832	13.4	0.9	69.91	70.03	176.81	3
20	4	15:38	-3.179	47.853	12.6	1.5	359.00	79.00	-10.00	4
21	5	14:03	-3.160	47.845	13.0	1.5	131.26	60.00	-125.26	1
22	5	20:59	-3.165	47.843	12.9	0.9	120.52	46.83	-166.23	3
23	6	02:49	-3.173	47.854	11.9	1.7	201.31	85.02	29.62	2
24	8	03:23	-3.166	47.847	12.6	1.0	172.00	40.00	-6.00	3
25	8	08:39	-3.165	47.847	12.7	0.7	305.07	71.96	-161.04	4
26	8	10:51	-3.165	47.848	12.7	1.9	127.19	65.44	-128.97	1
27	9	22:58	-3.170	47.848	13.1	1.4	222.00	83.00	29.00	4
28	10	12:06	-3.166	47.847	12.9	0.7	309.52	62.00	-158.12	1
29	10	23:21	-3.166	47.847	13.2	0.8	157.00	46.00	-54.00	2
30	12	03:10	-3.158	47.842	12.7	1.4	119.90	67.50	-133.59	1
31	12	05:11	-3.173	47.851	12.1	0.6	343.00	57.00	-40.00	3
32	12	23:36	-3.156	47.847	12.8	0.9	146.80	56.97	-113.97	1

The event numbers refer to the text and to Figs 8 and 9. Magnitudes are M_L magnitudes computed using the formula of Lee *et al.* (1972). The nodal plane is the one selected from the inversion (Fig. 10). Strike (Str.), Dip and Slip are given according to Aki & Richards (1980). The quality factor goes from 1 to 4, with a value of 1 for the poorly constrained solutions. See Appendix A for details.

Table 4. Values of σ_1 , σ_2 , σ_3 and R obtained from the inversion of the fault plane solutions determined in this study.

n	σ_1		σ_2		σ_3		R
	st. (°)	plg.(°)	st. (°)	plg.(°)	st. (°)	plg.(°)	
32	321.9 ± 9.6	15.3 ± 24.4	139.2 ± 59.3	74.7 ± 24.4	231.7 ± 10.1	0.7 ± 15.1	0.60 ± 0.30
24	317.9 ± 4.3	7.2 ± 12.3	159.9 ± 46.4	82.2 ± 11.6	48.3 ± 2.9	2.9 ± 5.0	0.69 ± 0.14

n is the number of focal mechanisms used. σ_1 , σ_2 and σ_3 are the maximum values of the principal stresses, respectively. R is the stress ratio = $\frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$. St and Pl are the strike and the plunge of each principal stress component.

shock (Fig. 8). One of the largest events (26) shows a normal fault solution with a dextral strike-slip component, similar to the one of the main shock. A possible fault plane for these solutions is close to the direction of SASZ with a direction of the rupture plane around N120°.

The A1B1 cross-section (Fig. 9) brings information on the displacements related to the 2 clusters on the fault plane: the lower cluster depicts normal faulting whereas the upper one shows mainly strike-slip focal mechanisms. The A2B2 cross-section (Fig. 9) underlines a general trend of the aftershocks with a nodal plane dipping 60° ± 5° to the south. Event 12 has a different focal mechanism: its marginal position (almost at the lower eastern corner of the fault plane with the deepest location) suggests to consider it separately from the other focal mechanisms.

All together, nodal planes and hypocenters favour a 60° SW dipping fault plane striking N120° between 12 and 13.5 km depth. This fault geometry deduced from the aftershock analysis is in good agreement with the source parameters obtained for the main shock (strike 117°, dip 62° and rake -133°). The rupture may have nucleated in the lower part the fault and then have propagated upwards in the NW direction. Nodal planes located in the upper northwestern corner tends to strike more in the N-S or in the E-W directions.

4.6 Stress tensor deduced from focal mechanisms

The 32 focal solutions have been combined in order to determine a stress tensor solution using the inversion method of Etchecopar *et al.* (1981). Etchecopar's method is a numerical inversion method

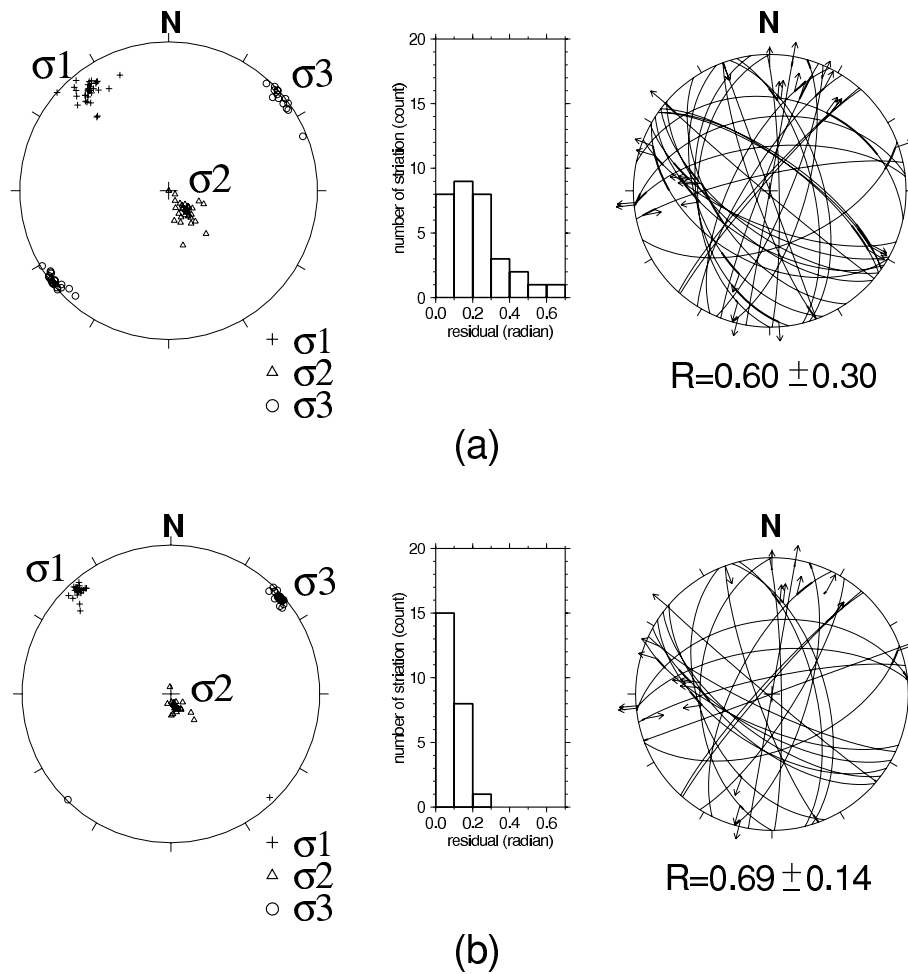


Figure 10. Lower-hemisphere projection of the stress tensor computed using the fault plane solutions listed in Table 3. The fault planes selected by the numerical method (Etchecopar *et al.* 1981) are also represented. The misfit between observed (arrows) and computed slip vectors is drawn with heavy solid curves. The histograms show the resulting angular deviations (residuals) between observed and computed slip vectors. R is the stress ratio with $R = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$. a) All 32 focal mechanisms used; b) data subset eliminating the 8 less constrained focal mechanisms.

which allows us to compute the components of the stress tensor as well as the stress ratio $R = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$, where σ_1 , σ_2 and σ_3 are the maximum, intermediate and minimum principal stress values, respectively, thus allowing for an interpretation of the stress regime. It minimizes the sum of the angular differences between the theoretical fault plane predicted from some trial tensor and the observed one, and it finally provides the estimated errors for the deduced stress tensor components and for the R ratio. The quality factor for the fault plane (Table 3) is the weighting factor in the inversion procedure. In a first run, no focal mechanism needs to be rejected because the inversion converges with a good misfit function for all fault plane solutions (Table 4). In a second step, the eight focal mechanisms which present the highest misfit function in the first approach are rejected. The latter mechanisms are also less well constrained than the 24 remaining ones. This last step provides similar values for σ_1 (Fig. 10) but minimizes the errors on the axes direction and on the value of the stress ratio R (Table 4). It confirms the first results found using the whole data set (Fig. 10). We made several trials varying the number of trial tensors and the way to generate tensors, but the different trials converged to similar results within the estimated errors (Table 4).

The fault planes selected in the inversion procedure are listed in Table 3. We clearly identify on a plot (rose diagram) of strikes of

nodal planes (Fig. 2) a maximum around N120°, in good agreement with the azimuth of the SASZ southern branch and with the focal mechanism of the main shock. The N–S and N30° Hercynian directions are also visible but concern a smaller number of nodal planes. Looking at the events with the largest magnitudes (Fig. 8), the selected fault planes for the solutions 21, 26 and 30 confirm the direction and the dip of the main shock (fault planes striking around N120° and dipping 60° SW). These mechanisms depict a rupture similar to the Lorient earthquake and are located in the eastern lower part of A1B1 Section (Fig. 9). In the same area, a little bit deeper, Event 7 shows a nodal plane striking N130° which is nearly vertical suggesting some reactivation of the southern branch of the SASZ.

For the NW group of the largest events (5, 11, 20 and 23, Fig. 8), the inversion is favoured by the north–south plane direction. These events are located in the upper western part of the aftershock area. These aftershocks could be located on another fault plane striking N–S as already indicated by the morphological analysis of the region. This north–south fault may be part of a complicated source rupture or may have played back as a response to the stress change following the main shock. Other most significant fault plane solutions (12, 14, 27, Fig. 8) have a smaller magnitude and are, therefore, difficult to link with surface trends.

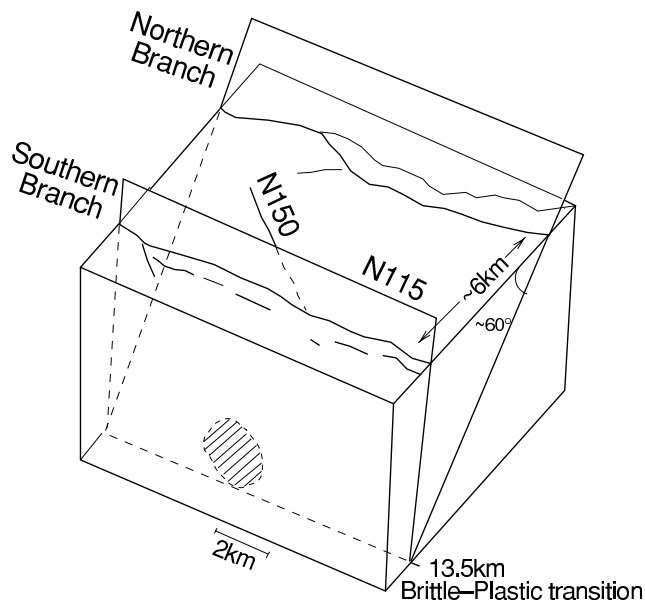


Figure 11. A 3-D tectonic sketch of the area around the fault which may have been activated during the Lorient earthquake. The circular dashed area shows the aftershocks distribution.

Our stress inversion results into a strike-slip tectonic regime (Fig. 10) with σ_1 and σ_3 striking $N317^\circ \pm 4.3^\circ$ and $N 48^\circ \pm 4.5^\circ$, respectively (Table 4). These directions and stress tensor are quite consistent with previous studies led at a more regional scale (Nicolas *et al.* 1990; Amorèse *et al.* 2000). In this stress regime, the SW dipping nodal plane of the Lorient earthquake should play with a dominant normal component, which is indeed observed (Fig. 8). Following the classification from Ritz (1994), the value of the stress ratio $R = 0.69 \pm 0.14$ is at the limit which separates a pure strike-slip regime from a transtensive one, with σ_2 -axis getting closer to σ_1 and confirming the two main characteristics of the data set of focal mechanisms. This result differs from the one proposed by Mazabraud *et al.* (2005) in the South Armorican Massif, who found an extensional stress regime based on seven fault plane solutions.

5 DISCUSSION AND CONCLUSIONS

In an attempt to interpret these results in terms of fault rupture, we consider three scenarios:

- (1) the rupture nucleated on the eastern part of the aftershock zone and then propagated up in the western direction and jumped to another north-south segment,
- (2) the rupture area of the main shock occurred at 13 km and is represented by the lower east aftershock cluster or
- (3) the rupture occurs in the middle of the two clusters at 12.5 km and the aftershocks are located at the boundaries of the rupture zone. The first scenario may require much more energy than a $M_w = 4.3$ earthquake. Moreover, we did not manage to model the broadband waveforms using two different point sources to simulate the rupture. In the second scenario, the rupture has nucleated at 13-km depth in the eastern part of the aftershock area. Owing to the stress perturbation, a north-south fault segment located at 12 km in the western part has been activated. In this scenario, the Lorient earthquake should have broken a rupture zone of 0.5-km radius at 13-km depth with a stress drop of ≈ 90 bars, which is not compatible with the corner frequency. The third scenario is the most probable

one: the rupture occurs at 12.5 km, in the area without aftershock (Fig. 9), with a stress drop of about 60 bars and a 0.5-km radius rupture. Then the rupture propagated up to NW and down to SE until it reaches the brittle/ductile boundary. In this scenario, the aftershocks are located at the limits of the rupture zone where the stress induced by the Lorient earthquake is released. This active fault can be related to the prolongation at depth of the SASZ northern branch located 6 km away from the aftershock area (Fig. 11). The northern branch of the SASZ is then interpreted as a south dipping $N60^\circ$ fault probably connected at depth to the subvertical southern branch of the SASZ (Figs 2 and 11).

The DEM and field analysis allow us to identify two main directions in the Lorient area: the $\approx N-S$ and the $E-W$ to $N120^\circ$ trending structures. As the aftershock fault plane solutions show the same directions, it implies a strong structural inheritance of the area, dominated by Hercynian structures which are reactivated by the current stress regime. As no evidence of recent deformations have been found at the surface and as the magnitudes of the events in the Armorican massif is low to moderate, we may assume that the present-day strike-slip stress field is not active enough to leave a clear print up to the surface. The current stress tensor operates only at the deep parts of the pre-existing faults because fault instabilities are increasing with depth (Scholz 1990), permitting deformations even at low stress regime. This interpretation is supported by the fact that the largest recorded earthquakes in the Armorican Massif generally occurred at or below 10-km depth, probably at the limit between the brittle and ductile crust. Moreover the focal mechanisms on the SASZ (Fig. 1) present dipping fault planes, which do not need as much stress as the vertical strike-slip to be reactivated (Scholz 1990).

The deduced NW-SE compressional stress and NE-SW extensional stress are in good agreement with previous regional studies (Nicolas *et al.* 1990) and with the more detailed study in the northern part of the Armorican Massif (Amorèse *et al.* 2000). Noting that all previous studies have determined stress fields using several focal mechanisms over large areas, our stress field is still able to depict the regional trend, suggesting a rather large-scale stress source. The NW-SE σ_1 -axis can be explained by two mechanisms: the ridge push from the mid-Atlantic ridge system and the Alpine compression (Gölke & Coblenz 1996). Both explanations are possible and together can be the cause of the current NW-SE strike-slip stress tensor. Since our stress field is strike-slip with a tendency for extension (Delouis *et al.* 1993), it means that another source of stress should be added vertically. It could be found in buoyancy forces arising since the deglaciation, thus explaining the general observed uplift in Brittany (Bonnet *et al.* 1998, 2000).

This study shows that undertaking a post-seismic survey for moderate-size earthquakes is fruitful in many aspects. Indeed, the SISBREIZH campaign allows us to locate 62 aftershocks and to compute numerous fault plane solutions following the 2002 September 30, Lorient earthquake. This effort has provided a new data set which is important to understand the seismic activity of an intraplate area such as the Armorican Massif.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank the French INSU-CNRS for providing financial support to undertake and to process the data of the SISBREIZH campaign. We are grateful to all the people involved in the running of the INSU portable seismic network, especially Jean Claude Lépine

and Jean Verhille of IPG in Paris for the quick forwarding of the seismic stations. PA benefits from a doctoral grant of the Conseil Régional des Pays de la Loire. Contribution N°956 of the IUEM, European Institute for Marine Studies (Brest, France).

REFERENCES

- Aki, K., 1967. Scaling law of seismic spectrum, *J. geophys. Res.*, **72**, 1217–1231.
- Aki, K. & Richards, P.G., 1980. *Quantitative Seismology: Theory and Methods*, W.H. Freeman and Co., San Francisco.
- Amorèse, D., Walker, A., Lagarde, J.-L., Santoire, J.-P., Volant, P., Font, M. & Lecornu, M., 2000. New seismotectonic data from an intraplate region: focal mechanisms in the Armorican Massif (northwestern France), *Geophys. J. Int.*, **143**, 837–846.
- Ballèvre, M., Marchand, J., Godard, G., Goujou, J. & Wyns, R., 1994. Eo-Hercynian events in the Armorican Massif, in *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*, pp. 183–194, ed. Keppie, J., Springer Verlag, Berlin.
- Bonner, J.L., Delaine, T.R. & Shumway, R.H., 2002. Application of a cepstral F-statistic for improved depth estimation, *Bull. seism. Soc. Am.*, **92**, 1675–1693.
- Bonnet, S., 1997. *Tectonique et dynamique du relief: le socle armoricain au Pléistocène*, thèse de l'Université de Rennes I, Mémoire de Géosciences Rennes, **86**, 352 pp.
- Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J.-P. & Van Den Driessche, J., 2000. Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: the Armorican Massif, nw France, *J. geophys. Res.*, **105**, 19 273–19 288.
- Bouchon, M., 1981. A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. seism. Soc. Am.*, **71**, 959–971.
- Brun, J.-P. & Bale, P., 1990. Cadomian tectonics in northern Brittany, in *Cadomian Orogeny*, Vol. 51, pp. 95–114, eds Strachan, R.A., Topley, C.G. & D'Lemos, R.S., Geol. Soc. Spec. Publ.
- Brun, J.-P. & Burg, J.-P., 1982. Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc, *Earth planet. Sci. Lett.*, **61**, 319–332.
- Brune, J., 1970. Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. geophys. Res.*, **75**, 4997–5009, Correction, 1971. *J. geophys. Res.*, **76**, 5002.
- Courboux, F., Deichmann, N. & Gariel, J.-C., 1999. Rupture complexity of a moderate intraplate earthquake in the Alps: the 1996 M5 Epagny-Annecy earthquake, *Geophys. J. Int.*, **139**, 152–160.
- Delouis, B., Haessler, H., Cisternas, A. & Rivera, L., 1993. Stress tensor determination in France and neighbouring regions, *Tectonophysics*, **221**, 413–437.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. & Daignieres, M., 1981. An inversion problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis, *J. Struct. Geol.*, **3**, 51–65.
- Gölke, M. & Coblenz, D., 1996. Origins of the European regional stress field, *Tectonophysics*, **226**, 11–24.
- Gros, Y. & Limasset, O., 1984. Déformations récentes dans le socle cristallin: exemple du Massif Armoricain, rapport 84, BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières).
- Gutenberg, B. & Richter, C., 1956. Earthquake Magnitude, intensity, energy and acceleration, *Bull. seism. Soc. Am.*, **46**, 105–145.
- Haskov, J. & Ottemöller, L., 1999. SEISAN earthquake analysis software, *Seism. Res. Lett.*, **70**, 532–534.
- Jegouzo, P., 1980. The South Armorican Shear Zone, *J. Struct. Geol.*, **2**, 39–47.
- Judenherc, S., Granet, M., Brun, J.-P., Poupinet, G., Plomerová, J., Mocquet, A. & Achauer, U., 2002. Images of lithospheric heterogeneities in the Armorican segment of the Hercynian range in France, *Tectonophysics*, **358**, 121–134.
- Kanamori, H., 1977. The energy release in great earthquakes, *J. geophys. Res.*, **82**, 2981–2987.
- Kennett, B., 1991. *IASPEI 1991 Seismological Tables*, Bibliotech, Canberra, Australia.
- Kikuchi, M. & Fukao, Y., 1988. Seismic wave energy inferred from long-period body wave inversion, *Bull. seism. Soc. Am.*, **78**, 1707–1724.
- Klein, F., 1984. Users guide to HYPONVERSE, a program for Vax and PC350 computers to solve for earthquake locations. Open File Report 84-000, US Geological Survey.
- Lee, W.H.K., Bennet, R.E. & Meagher, L., 1972. A method for estimating magnitude of local earthquakes from signal duration, Open file report, U.S.G.S.
- Lenôtre, N., Thierry, P. & Blanchin, R., 1999. Current vertical movement demonstrated by comparative leveling in Brittany (northwestern France), *Tectonophysics*, **301**, 333–344.
- Lienert, B.R.E., Berg, E. & Frazer, L.N., 1986. Hypocenter: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares, *Bull. seism. Soc. Am.*, **76**, 771–783.
- Madariaga, R., 1976. Dynamics of an expanding circular fault, *Bull. seism. Soc. Am.*, **66**, 639–666.
- Mazabraud, Y., Béthoux, N., Guilbert, J. & Bellier, O., 2005. Evidence for short scale field variations within intraplate central-western France, in press *Geophys. J. Int.*, **160**, 161–178.
- Montadert, L. *et al.* 1977. Rifting and subsidence on passive continental margins in the North-East Atlantic, *Nature*, **268**, 305–309.
- Nicolas, M., Santoire, J.P. & Delpech, P.Y., 1990. Intraplate seismicity: new seismotectonic data in Western Europe, *Tectonophysics*, **179**, 27–53.
- Rabu, D., Chantraine, J., Chauvel, J.-J., Denis, E., Bale, P. & Bardy, P., 1990. The Brioverian (Upper Proterozoic) and the Cadomian Orogeny in the Armorican Massif, in *Cadomian Orogeny*, Vol. 51, pp. 81–94, eds Strachan, R.A., Topley, C.G. & D'Lemos, R.S., Geol. Soc. Spec. Publ.
- Reasenber, P.A. & Oppenheimer, D., 1985. FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions, Open file report 85-739, US Geological Survey.
- Ritz, J.-F., 1994. Determining the slip vector by graphical construction: use of a simplified representation of the stress tensor, *J. Struct. Geol.*, **16**, 737–741.
- Rolet, J., 1994. The Armorican Massif, Structure and Metamorphism, Introduction, in *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*, pp. 177–178, ed. Keppie, J., Springer Verlag, Berlin.
- Sato, T. & Hirasawa, T., 1973. Body wave spectra from propagating shear cracks, *J. Phys. Earth*, **21**, 415–431.
- Scholz, C., 1990. *The mechanics of earthquakes and faulting*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK.
- Shelley, D. & Bossière, G., 2000. A new model for the Hercynian Orogen of Gondwanan France and Iberia, *J. Struct. Geol.*, **22**, 757–776.
- Shumway, R.H., 1971. On detecting a signal in N stationarily correlated noise series, *Technometrics*, **10**, 523–534.
- Snoke, J.A., Munsey, J.W., Teague, A.G. & Bollinger, G.A., 1984. A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data, *Earthquake notes*, **55**, 15.
- Vassiliou, M. & Kanamori, H., 1982. The energy release in earthquakes, *Bull. seism. Soc. Am.*, **72**, 371–387.
- Vignerresse, J., 1988. La fracturation post-hercynienne du Massif Armoricain d'après les données géologiques, *Géol. Fr.*, **4**, 3–10.
- Waldahauser, F. & Ellsworth, W.L., 2000. A double-difference earthquake algorithm: method and application to the northern Hayward fault, *Bull. seism. Soc. Am.*, **90**, 1353–1368.
- Wyns, R., 1991. Evolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées, *Géol. Fr.*, **3**, 11–42.
- Ziegler, P.A., Cloething, S. & van Wees, J.-D., 1995. Dynamics of intraplate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples, *Tectonophysics*, **252**, 7–59.

APPENDIX A: FAULT PLANE SOLUTIONS

The FOCMEC routine computes all possible fault planes solutions. The uncertainty on the strike and dip of the plane is the difference between the minimum and the maximum values found among the possible fault planes of a same family. When several families of fault

Table A1. Parameters used for the location and focal mechanism processes.

<i>n</i>	<i>nP_g</i>	<i>nS_g</i>	<i>npol</i>	Δ Strike (°)	Δ Dip (°)	Quality factor
1	11	11	11	18.0	12.0	4
2	6	9	6	1.0	1.0	4
3	8	11	8	11.0	10.0	4
4	10	8	10	70.0	20.0	1
5	13	12	13	21.0	13.0	3
6	10	10	10	11.0	18.0	4
7	12	11	11	23.0	15.0	3
8	7	10	7	30.0	12.0	2
9	8	10	8	47.0	26.0	1
10	12	11	12	7.0	7.0	4
11	11	11	10	27.0	20.0	3
12	11	11	11	11.0	2.0	4
13	12	9	12	30.0	13.0	2
14	13	12	13	11.0	12.0	4
15	12	12	12	16.0	5.0	4
16	9	8	9	21.0	19.0	3
17	12	9	12	11.0	7.0	4
18	12	12	12	11.0	7.0	4
19	10	10	10	21.0	18.0	3
20	13	13	13	10.0	9.0	4
21	11	11	11	56.0	40.0	1
22	10	9	10	22.0	15.0	3
23	10	7	10	30.0	15.0	2
24	8	9	9	20.0	30.0	3
25	9	8	9	2.0	1.0	4
26	11	10	11	62.0	70.0	1
27	11	9	11	1.0	5.0	4
28	6	8	6	37.0	20.0	1
29	8	10	8	35.0	43.0	1
30	11	10	11	64.0	42.0	1
31	8	9	8	20.0	13.0	3
32	10	10	9	53.0	35.0	1

n is the event number, *nP_g* and *nS_g* are the number of picked phases per event for *P* and *S* waves, respectively. *npol* is the number of polarity used to determine the focal mechanisms. Δ Strike and Δ Dip are the ranges between the minimum and maximum value obtained for the strike and the dip of all the possible fault planes. The quality factor indicates the validity of the solution as defined above in this section.

planes are present, the larger value is kept. From these uncertainties, we establish a quality factor per event (Table A1) following:

- 4: $\Delta Str < 20^\circ$ and $\Delta Dip < 20^\circ$ (13 events)
- 3: $20 \leq \Delta Str < 30^\circ$ (8 events)
- 2: $30 \leq \Delta Str < 35^\circ$ (3 events)
- 1: $\Delta Str \geq 35^\circ$ with first motion amplitudes control (8 events)

If the value of the quality factor is greater than 2, there is no difficulty to select a solution among the possible plane. For the event with a quality factor equal to 1, we select the fault plane according to the relative amplitude of the first motion data. Only two events are rejected because they present too many different solutions (see box in Fig. A1).

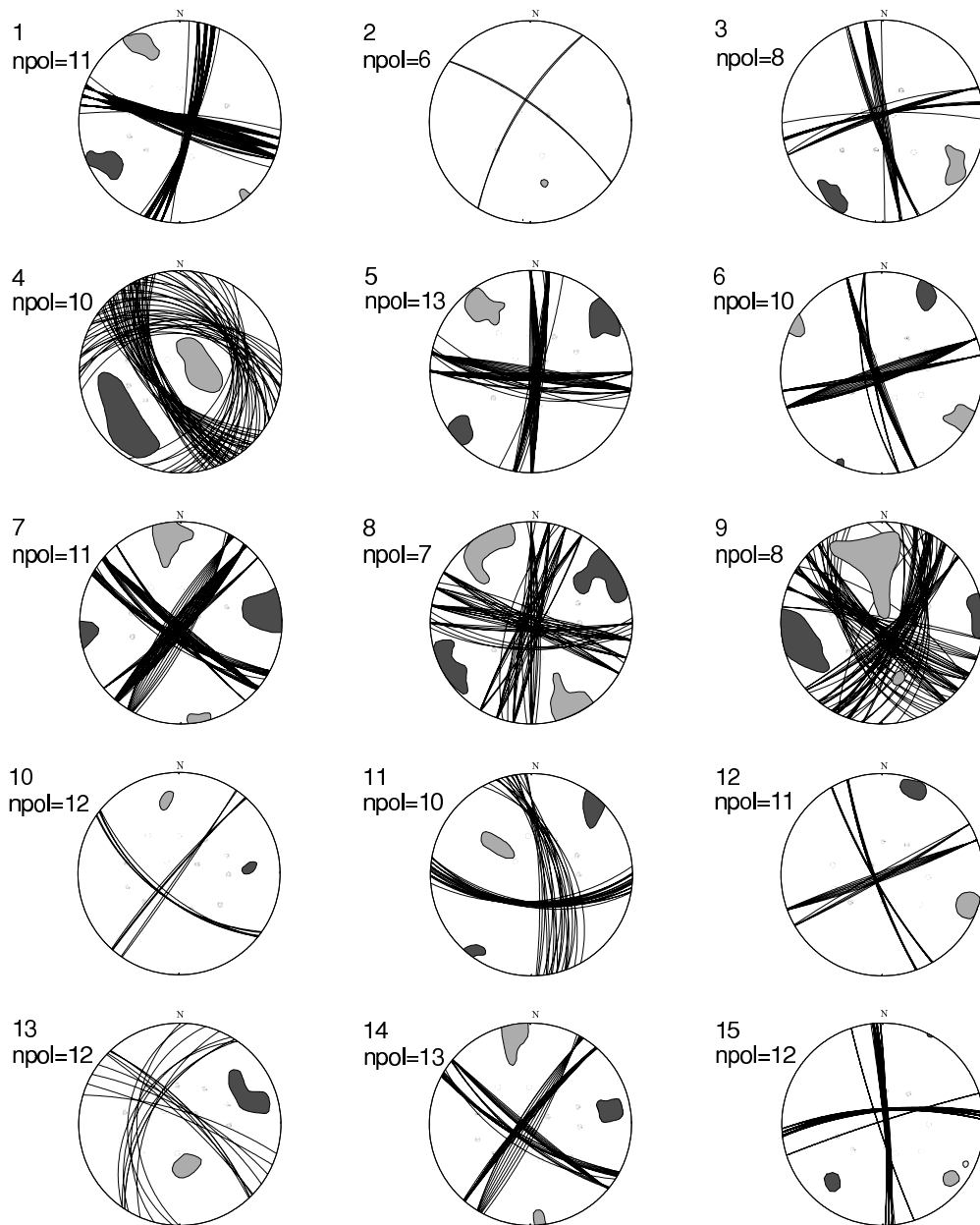


Figure A1. Fault plane solutions of the aftershocks. Each possible fault plane is displayed per event, the number on the upper left side of the beach ball is referring to the event listed in Table 3. Black and white dots represent the compressional and dilatational polarities, respectively. npol is the number of polarities. The light and dark grey areas represent the *P*- and *T*-axis domains, respectively. Two unconstrained rejected solutions are displayed in the box at the bottom of the figure.

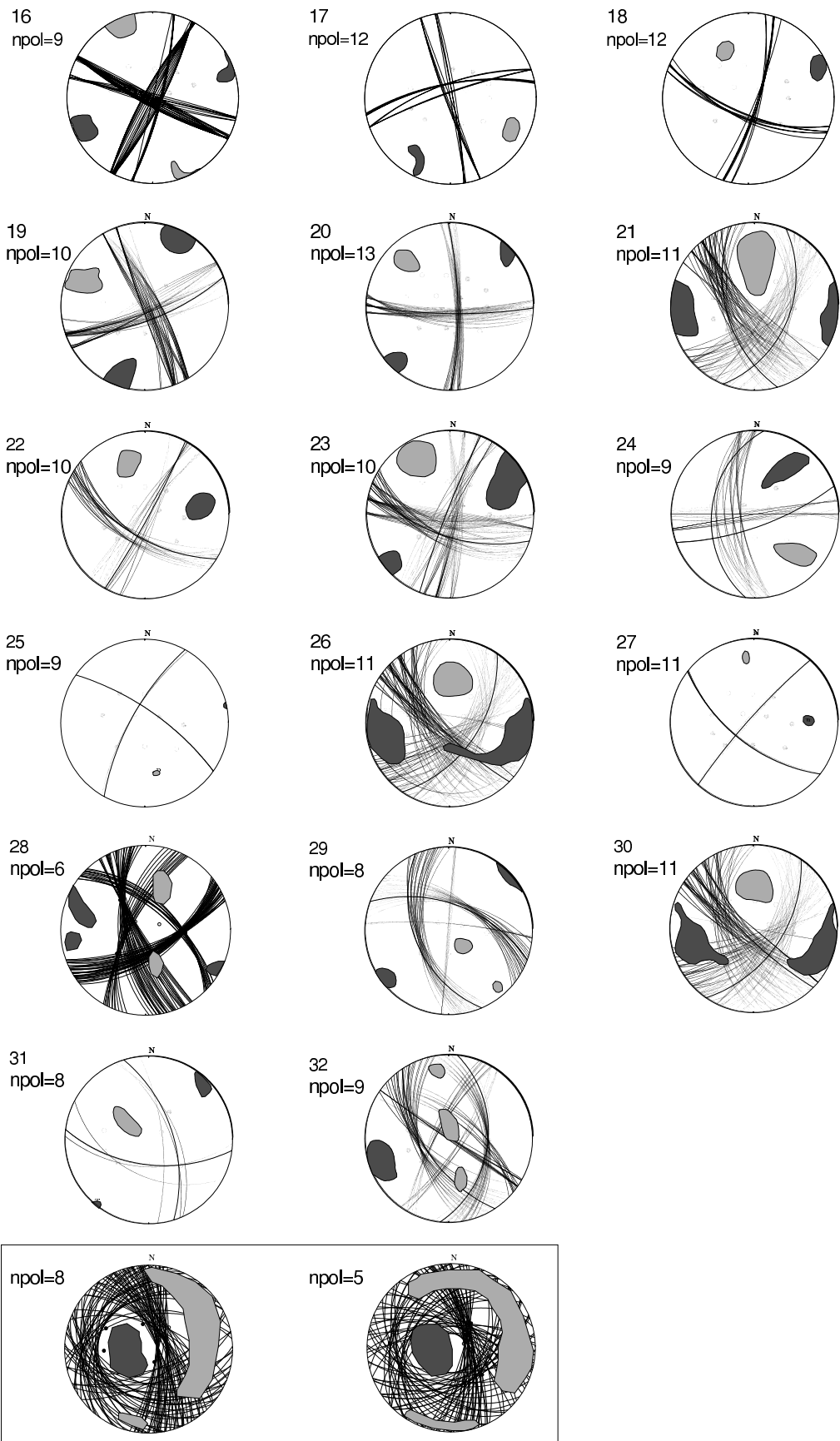


Figure A1. (Continued.)

Annexe 3



ELSEVIER



C. R. Geoscience ●●● (●●●●) ●●●-●●●



COMPTES RENDUS

GEOSCIENCE

<http://france.elsevier.com/direct/CRAS2A/>

Géophysique interne (Géophysique appliquée)

Atténuation de l'intensité macrosismique pour la France métropolitaine : importance de l'intensité épacentrale

Pierre Arroucau*, Antoine Mocquet, Pierre Vacher

UMR-CNRS 6112, laboratoire de planétologie et de géodynamique, faculté des sciences et des techniques de Nantes,
2, Chemin de la Houssinière, BP 92208, 44322 Nantes cedex 3, France

Reçu le 5 octobre 2004 ; accepté après révision le 3 avril 2006

Présenté par Xavier Le Pichon

Résumé

Le principal résultat de ce travail est de montrer que la décroissance de l'intensité macrosismique avec la distance dépend fortement de l'intensité épacentrale. Un modèle d'atténuation prenant en compte ce paramètre est proposé pour la France métropolitaine, à partir de l'étude de la base de données macrosismiques SISFRANCE. Un tel modèle permet de diminuer significativement l'écart des intensités observées par rapport aux intensités théoriques. Une carte des variations d'atténuation est ensuite établie pour la France métropolitaine. Aucune anomalie majeure de l'atténuation n'est observée, mais l'atténuation des régions alpines apparaît, à grande échelle, plus importante que celle des zones de socle. **Pour citer cet article : P. Arroucau et al., C. R. Geoscience ●●● (●●●●).**

© 2006 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Macroseismic intensity attenuation for Metropolitan France: importance of the epicentral intensity. The main result of this work is to show that macroseismic intensity decay with distance strongly depends on the epicentral intensity. An attenuation law that takes this parameter into account is proposed for Metropolitan France, from the analysis of SISFRANCE macroseismic database. Such a model significantly reduces the difference between observed and theoretical intensities. A map of the attenuation variations is also set up for Metropolitan France. No major site effects are observed, but at a broad scale, young Alpine regions display a stronger attenuation than old Hercynian regions. **To cite this article: P. Arroucau et al., C. R. Geoscience ●●● (●●●●).**

© 2006 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Mots-clés : Intensité macrosismique ; Loi d'atténuation ; Intensité épacentrale ; France métropolitaine

Keywords : Macroseismic intensity; Attenuation law; Epicentral intensity; Metropolitan France

Abridged English version

Introduction

The evaluation of the ground response to seismic motion needs some geological, accelerometric and macroseismic data. Respective limits and complementarity of

* Auteur correspondant.

Adresses e-mail : pierre.arroucau@univ-nantes.fr (P. Arroucau),

antoine.mocquet@univ-nantes.fr (A. Mocquet),

pierre.vacher@univ-nantes.fr (P. Vacher).

1 instrumental and macroseismic methods have been re- 53
 2 viewed by several authors (e.g., [2,8,11]). Because of a 54
 3 great spatial as well as temporal coverage, macroseis- 55
 4 mic data have been widely used to study attenuation 56
 5 properties of several regions [1], to detect site effects 57
 6 [3,10], and to determine magnitude and depth of his- 58
 7 torical earthquakes [2,9,11]. Ambraseys [1] set up an 59
 8 intensity attenuation law for Northwest Europe, based 60
 9 on Sponheuer's model. This kind of model depends on 61
 10 the focal depth, but it only takes into account a subset 62
 11 of the whole information contained in the value of the 63
 12 epicentral intensity I_0 . Indeed, the latter value depends 64
 13 on the focal depth, the magnitude of the event [6,11], 65
 14 and eventually on local amplification of ground motion 66
 15 in the epicentral area. The main result of our work is 67
 16 to show that, in the absence of information concerning 68
 17 these three parameters for most historical earthquakes, 69
 18 an intensity attenuation law depending on the epicentral 70
 19 intensity implicitly takes them into account and thus fits 71
 20 better the observations. A new empirical reference re- 72
 21 lationship is proposed and discussed for Metropolitan 73
 22 France and a map of the spatial variations of this law is 74
 23 set up. 75

24 This study is carried out from SISFRANCE macro- 76
 25 seismic database (BRGM, EDF, IRSN). We selected 77
 26 420 events that occurred between 1711 and 2001 78
 27 (Fig. 1a), and for which 26 551 intensity observations 79
 28 are available (Fig. 1b). Their epicentral intensities range 80
 29 between IV and IX. The number of data is listed in Ta- 81
 30 ble 1 for each class of integer epicentral intensity. 82

31 Reference model 83

32 The decay laws usually encountered in the literature 84
 33 only take into account the effect of the source depth. 85
 34 For instance, Sponheuer's model [12] looks for a decay 86
 35 of the form: 87

$$36 \Delta I = I_0 - I = k_1(R - h) + k_2 \log_{10}(R/h) \quad (1) \quad 88$$

37 I is the observed intensity at the focal distance R (in 89
 38 km) and h the source depth. The constants k_1 and k_2 90
 39 account for the attenuation properties of the media and 91
 40 are independent of I_0 . An implicit assumption of rela- 92
 41 tion (1) is that ΔI is independent of magnitude. 93

42 Influence of the source depth 94

43 Sponheuer's model was used by Ambraseys [1] to 95
 44 analyse 152 earthquakes of Northwestern Europe. The 96
 45 result of the analysis was: 97

$$46 \Delta I = -0.22 + 2.40 \times 10^{-3}(R - h) + 2.85 \log_{10}(R/h) \quad (2) \quad 98$$

By removing the explicit dependence of ΔI with 53
 respect to focal depth, Ambraseys [1] obtained a law 54
 depending only on the epicentral distance D : 55

$$56 \Delta I = I_0 - I = -1.46 + 4.94 \times 10^{-3}D + 1.88 \log_{10} D \quad (3) \quad 57$$

58 For large distances, D can be considered as equiv- 59
 alent to R and (2) and (3) can be compared. Fig. 2a 60
 shows that Eq. (3) would correspond to a depth of ap- 61
 proximately 10 km, which is a reasonable value for 62
 Northwest European earthquakes, usually confined in 63
 the upper crust. 64

The least-square inversion [13] of SISFRANCE 65
 database, with a similar law, gives: 66

$$67 \Delta I = I_0 - I = -0.59 + 1.50 \times 10^{-3}D + 1.69 \log_{10} D \quad (4) \quad 68$$

69 The standard deviation of the data to (4) is 0.88, 70
 whereas it reaches a value of 1.06 to Eq. (3), i.e. it is 71
 improved by 17%. In the case of Metropolitan France, 72
 Ambraseys' law [1] tends to overestimate the intensity 73
 decay for the largest distances (Fig. 2b). 74

75 Influence of the epicentral intensity 76

77 Since both magnitude and focal depth are unknown 78
 for most historical earthquakes, we propose to modify 79
 Sponheuer's model by including a dependence of the 80
 coefficients k_1 and k_2 with respect to I_0 , and by re- 81
 moving the explicit dependence with respect to the focal 82
 depth: 83

$$84 \Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{Cte}} = k_1(I_0)D + k_2(I_0) \log_{10}(D + 1) \quad (5) \quad 85$$

86 where $\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{Cte}}$ is the mean value of ΔI at an 87
 epicentral distance D , and for an epicentral intensity I_0 . 88
 Relation (5) verifies that $\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{Cte}}$ vanishes at 89
 the epicentre. It accounts implicitly for the dependence 90
 of ΔI with respect to both magnitude and focal depth, 91
 even though the actual values of the latter parameters 92
 are unknown. 93

In order to check the impact of the possibly large un- 94
 certainty associated with the value of I_0 , relation (5) 95
 is applied to two different datasets. The first dataset 96
 (hereafter called A) is constructed using classes of in- 97
 teger epicentral intensities. For example, class $I_0 = V$ 98
 includes all data from $I_0 = IV-V$ to $I_0 = V$. In the sec- 99
 ond dataset (hereafter called B), class $I_0 = V$ includes 100
 all data from $I_0 = IV-V$ to $I_0 = V-VI$. We divide the 101
 420 events selected in SISFRANCE database according to 102
 their epicentral intensity (from IV to IX). We then 103
 calculate $\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{Cte}}$ using a moving window of 104
 5 km. The value of $\Delta I_{\text{moy}}(D)$ strongly depends on I_0

(Fig. 3). Indeed, for distances greater than 150 km:

$$\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{VII}} - \Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{V}} \geq 1.5$$

According to Eqs. (3) and (4), ΔI exhibits a logarithmic pattern in the near-field ($D < 150$ km) and tends to accord with a linear one in the far-field. The dependence of ΔI to I_0 is controlled by the logarithmic term, and the decay is faster for a higher I_0 . Sponheuer's model could only explain this observation by a focal depth effect. Nevertheless, the persistency of this behaviour in Fig. 3b, which only includes the 122 earthquakes whose depth is 5 km (instrumental depth provided by the BCSF, 'Bureau central sismologique français'), shows that the source depth could not be the only cause of this dependence. The inverted values of $k_1(I_0)$ and $k_2(I_0)$ are listed in Table 1 and shown in Fig. 4 for both datasets. The values of $k_1(I_0)$ vary at most in the ranges $[-0.05; 0.05]$ km⁻¹ (Fig. 4a) for both datasets, with no dependence on I_0 in either case. Conversely, $k_2(I_0)$ (Fig. 4b) is a linear function of this parameter:

$$k_2(I_0) = -0.58(\pm 0.53) + 0.31(\pm 0.20) I_0 \quad (6)$$

According to the respective standard deviation associated with the parameters of relation (6), the latter predicts that the difference between the ΔI values obtained for $I_0 = \text{V}$ and $I_0 = \text{VII}$ is in the range 0.5–2.0 at a distance of 100 km. Since datasets A and B yield similar results (Fig. 4), we only present hereafter the inversion results for dataset A and propose a general law of the form:

$$\Delta I_{\text{moy}}(D, I_0) = c_1 D + [c_2 + c_3 I_0] \log_{10}(D + 1) \quad (7)$$

This inversion gives the following results:

$$c_1 \sim 0 \text{ km}^{-1} (\pm 0.02 \text{ km}^{-1}) \quad (8a)$$

$$c_2 \sim -0.71 \text{ km}^{-1} (\pm 0.17 \text{ km}^{-1}) \quad (8b)$$

$$c_3 \sim 0.33 \text{ km}^{-1} (\pm 0.07 \text{ km}^{-1}) \quad (8c)$$

These values are coherent with Eq. (6). The standard deviation of ΔI_{moy} to this model is 0.27. The one of the raw data with respect to the same model is 0.78, whereas it reaches the values of 1.06 with respect to Eq. (3), and 0.88 with respect to Eq. (4): the improvements are thus equal to 26 and 11%, respectively. For a distance of 100 km, ΔI can vary between 1 ($I_0 = \text{IV}$) and 3 ($I_0 = \text{VII}$), whereas Eq. (4) gives a value of 3.

Spatial variations of the attenuation

The laws (7) and (8) are used as a reference model to highlight some possible significant variations of the

ground response. Once the standard deviation $\sigma(D)$ has been evaluated, we calculate for each intensity data a residual $r(D_i)$ defined as:

$$\begin{aligned} r(D_i) &= (\Delta I_i^{\text{obs}} - \Delta I_i^{\text{th}}) / (2\sigma(D)) \\ &= (I_i^{\text{th}} - I_i^{\text{obs}}) / (2\sigma(D)) \end{aligned} \quad (9)$$

ΔI_i^{th} is given by (7). For a given epicentral distance, a negative residual corresponds to an observed intensity greater than the theoretical one. Fig. 5 shows the spatial distribution of the residuals, averaged by means of a circular, 10-km-radius window, moving on a grid whose mesh is 1-km wide. We only use nodes with at least five observations. At the scale of Metropolitan France, the residual values appear homogeneously distributed, as suggested by their Gaussian distribution.

Discussion and conclusions

The analysis of the SISFRANCE macroseismic database enabled us to determine a reference law for intensity decay in Metropolitan France. The basic hypothesis of the classical attenuation law is that the intensity decay is independent of the magnitude. As previously pointed out by Hough et al. [7], this assumption is not necessarily valid. Instrumental studies [4,5,15] show that the attenuation of the amplitude of the peak ground acceleration (PGA) as a function of distance depends on the magnitude: the larger the magnitude (correlatively the PGA at the source), the faster the attenuation, especially at short distances (< 100 km). Our study shows that the macroseismic intensity decay behaves in a similar way: the higher the epicentral intensity, the faster the decay, particularly in the near-field. This observation is in a good agreement with the nonlinear behaviour of acceleration attenuation close to the epicentre.

The originality of our approach consists in taking implicitly into account both the unknown magnitude and focal depth of the events, by means of the epicentral intensity. The comparison of our model with Ambraseys' one [1] suggests that the latter cannot be applied just as it is to France. Taking the epicentral intensity into account makes it possible to significantly reduce the difference between observed and theoretical intensities. An attenuation model that would not be a function of this parameter could only be applied for values of I_0 close to the mean value of the observation period. Neglecting the influence of I_0 in a reference law might induce a systematic bias in the estimation of local ground response and might lead to an overestimation of possible site effects.

At the scale of Metropolitan France, the residuals are homogeneously distributed, with no important ‘amplification’ phenomenon, i.e. [$r(D_i) < -2\sigma(D)$]. However, at a regional scale, the different attenuation pattern of northwest and southeast France might reflect different values of the quality factor Q , higher and lower values being representative of old Hercynian and young Alpine regions, respectively. At a local scale, some anomalies (positive as well as negative) are distributed around some epicentres. A source-depth effect might explain the latter observation, but it cannot explain the observed regional trends. At last, possible site effects could now be highlighted at local scale by combining the reference law (7) with geological studies in local ground response estimation.

1. Introduction

L’évaluation de la réponse du sol aux mouvements sismiques nécessite de disposer de données géologiques, accélérométriques et macrosismiques. Les limites respectives et la complémentarité des méthodes instrumentales et macrosismiques ont été synthétisées par plusieurs auteurs (par exemple, [2,8,11]). Les données instrumentales fournissent des mesures fréquentielles précises et objectives de la réponse du sol, mais elles ne sont pas nécessairement représentatives à une échelle régionale. Par ailleurs, les réseaux accélérométriques en France métropolitaine sont irrégulièrement distribués et généralement récents. Les données macrosismiques résultent d’une mise en commun d’observations et de témoignages moins précis, mais qui offrent l’avantage d’une couverture spatiale et temporelle sans équivalent instrumental. C’est pourquoi les observations d’intensité macrosismique ont été largement exploitées pour déduire les propriétés d’atténuation de diverses régions [1], pour mettre en évidence des effets de site potentiels [3,10] et pour déterminer la magnitude et la profondeur des séismes historiques [2,9,11]. Ambraseys [1] a établi une loi d’atténuation de l’intensité en fonction de la distance épacentrale pour l’Europe du Nord-Ouest à partir de séismes historiques et instrumentaux ressentis entre 1816 et 1984. Cette loi empirique (modèle de Sponheuer) dépend de la profondeur focale, mais ne prend pas en compte la totalité de l’information contenue dans la valeur de l’intensité épacentrale I_0 . Cette dernière dépend non seulement de la profondeur focale, mais également de la magnitude du séisme [6,11] et des éventuelles amplifications du mouvement du sol dans la zone épacentrale. En l’absence d’informations concernant ces trois paramètres, pour la plupart des séismes historiques, nous proposons de les prendre en compte

implicitement par une nouvelle loi empirique de référence, dépendante de I_0 . Cette loi est établie et discutée à partir des données disponibles pour la France métropolitaine. Dans un deuxième temps, nous établissons une carte des variations spatiales de cette loi.

L’étude est menée à partir de la base de données SisFrance (BRGM, EDF, IRSN), auparavant nommée Sirene. Environ 6000 événements y sont répertoriés, depuis le V^e siècle jusqu’à nos jours. Parmi ceux-ci, 1253 événements ont une intensité épacentrale échelonnée entre III et IX sur l’échelle MSK 1964. Les critères de Bossu et al. [3] sont utilisés pour la sélection des épacentres : seuls sont retenus les séismes pour lesquels la base de données SisFrance indique une incertitude sur la localisation épacentrale inférieure à 10 km. Seules les intensités dont l’indice de qualité est A ou B (critère SisFrance) sont utilisées, et les intensités inférieures à II sont écartées. Dans les calculs qui suivent, nous attribuons des poids respectifs de 1,0 et de 0,5 aux données dont l’indice de qualité est A et B. Ces critères permettent de sélectionner 420 séismes advenus entre 1711 et 2001, auxquels sont associées 26 551 observations d’intensité (Fig. 1). Les valeurs d’intensité épacentrale des séismes sélectionnés varient entre IV et IX. Le nombre de données analysées pour chaque classe d’intensité est indiqué dans le Tableau 1.

2. Établissement du modèle de référence

Dans un milieu isotrope et pour une source ponctuelle dont les éventuels effets de directivité ne sont pas pris en compte, la décroissance de l’intensité macrosismique (ΔI) avec la distance peut être décrite par le modèle de Sponheuer [12] :

$$\Delta I = I_0 - I = k_1(R - h) + k_2 \log_{10}(R/h) \quad (1)$$

où I_0 est l’intensité épacentrale, I l’intensité observée en un point situé à la distance focale R (exprimée en kilomètres) et h la profondeur de la source. Les constantes k_1 et k_2 sont caractéristiques des propriétés d’atténuation du milieu et indépendantes de la valeur de I_0 , et donc de la magnitude, pour une profondeur focale donnée.

2.1. Influence de la profondeur de source

À partir d’observations d’intensité pour 152 séismes d’Europe du Nord-Ouest, Ambraseys [1] obtient :

$$\Delta I = -0,22 + 2,40 \times 10^{-3}(R - h) + 2,85 \log_{10}(R/h) \quad (2)$$

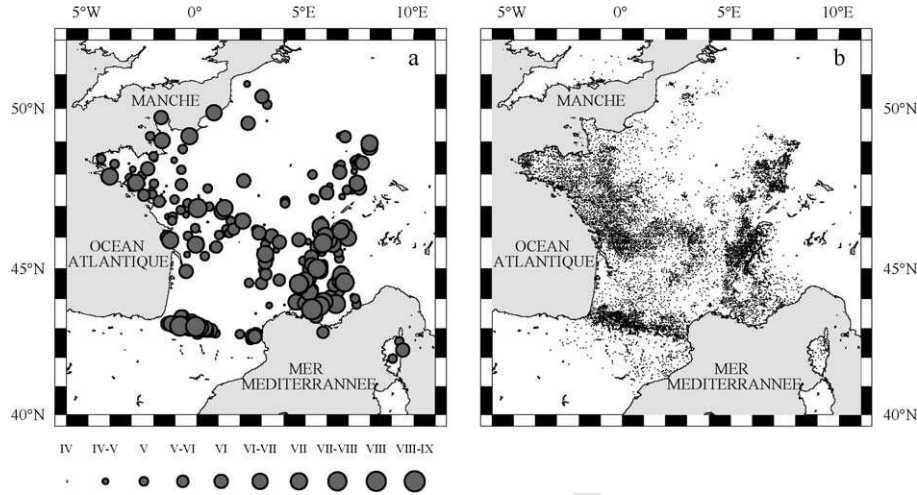


Fig. 1. (a) Carte de localisation des 420 séismes sélectionnés dans la base de données macrosismiques SisFrance. (b) Carte de localisation des 26551 observations d'intensité analysées.

Fig. 1. (a) Location map of the 420 earthquakes selected in SISFRANCE macroseismic database. (b) Location map of the 26551 intensity observations analysed in this work.

Tableau 1

Valeurs des paramètres $k_1(I_0)$ et $k_2(I_0)$ de l'Éq. (5) et de leurs écarts types $\sigma(k_1)$ et $\sigma(k_2)$, obtenus par l'inversion des $\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{Cte}}$ pour chaque classe d'intensité épicentrale I_0 entière (colonnes A) et après lissage des classes de I_0 (colonnes B). Le nombre d'événements (N_{ev}), le nombre de données brutes issues de la base de données SisFrance (N_{brutes}) et le nombre de ΔI_{moy} utilisés pour l'inversion (N_{moy}) sont indiqués pour chaque jeu de données

Table 1

Values of the parameters $k_1(I_0)$ and $k_2(I_0)$ of Eq. (5) and of their standard deviations $\sigma(k_1)$ and $\sigma(k_2)$, obtained from the inversion of $\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{Cte}}$ for each class of integer epicentral intensity I_0 (columns A), and after smoothing of I_0 classes (columns B). The number of events (N_{ev}), the number of raw data from the SISFRANCE database (N_{brutes}), and the number of ΔI_{moy} used in the inversion (N_{moy}) are indicated for each dataset

I_0	N_{ev}		N_{brutes}		N_{moy}		$k_1(I_0)$		$\sigma(k_1)$		$k_2(I_0)$		$\sigma(k_2)$	
	A	B	A	B	A	B	$(\times 10^{-3} \text{ km}^{-1})$		$(\times 10^{-3} \text{ km}^{-1})$		$(\times 10^{-3})$		$(\times 10^{-3})$	
	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
IV	88	137	1915	3244	76	82	6,5	2,6	64,9	60,1	379	663	354	350
V	199	226	8956	11056	186	215	-2,4	3,1	28,7	32,8	1080	925	243	250
VI	75	91	6558	8592	242	249	3,0	1,7	29,5	26,3	1135	1250	248	252
VII	44	55	6203	8136	324	336	-1,2	-1,0	22,8	29,3	1637	1697	230	231
VIII	13	14	2609	2919	249	267	-1,3	-0,8	29,5	30,3	1842	1842	259	261
IX	1	1	310	310	77	77	-0,3	58,6	40,9	40,2	1923	1923	285	281

Quelle que soit la distance focale, l'expression (2) conduit à une variation de ΔI de 2, suivant que la source est située à 5 ou à 25 km de profondeur. En ne prenant pas en compte la dépendance explicite de ΔI par rapport à la profondeur focale, Ambraseys [1] obtient une loi qui dépend uniquement de la distance épicentrale D , exprimée en kilomètres :

$$\Delta I = I_0 - I = -1,46 + 4,94 \times 10^{-3} D + 1,88 \log_{10} D \quad (3)$$

Lorsque la distance épicentrale est très supérieure à la profondeur de la source, D devient équivalent à

R , et l'on peut alors comparer les courbes d'Éqs. (2) et (3). Les paramètres de l'Éq. (3) sont compatibles avec une profondeur moyenne d'une dizaine de kilomètres (Fig. 2a). Cela paraît acceptable pour les séismes intra-plaques d'Europe du Nord-Ouest et de France en particulier, généralement confinés dans la croûte supérieure.

Une inversion de type moindres carrés [13] des observations que nous avons sélectionnées dans la base de données SisFrance donne :

$$\Delta I = I_0 - I = -0,59 + 1,50 \times 10^{-3} D + 1,69 \log_{10} D \quad (4)$$

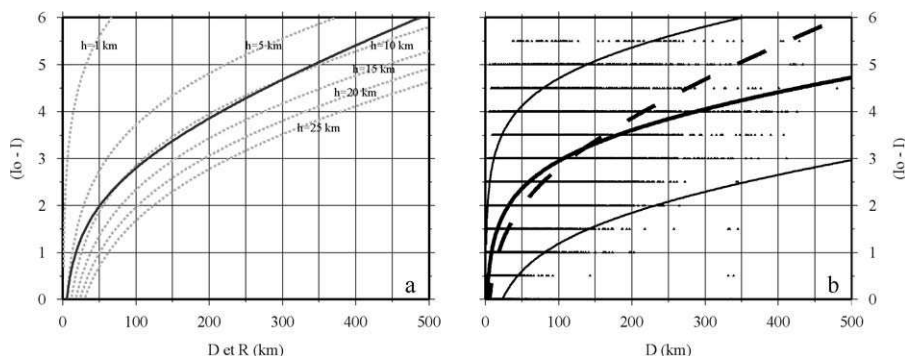


Fig. 2. (a) Lois d'Ambraseys [1] et influence de la profondeur de la source. En gris : $\Delta I = f(R, h)$ (Éq. (2)). En noir : $\Delta I = f(D)$ (Éq. (3)). Si on assimile R à D , l'Éq. (3) correspond à l'Éq. (2) pour une profondeur moyenne d'une dizaine de kilomètres, ce qui paraît raisonnable pour les séismes d'Europe du Nord-Ouest. (b) Atténuation de l'intensité (ΔI) en fonction de la distance. Les 26 551 observations étudiées sont représentées par les points noirs. La ligne en pointillé correspond à la loi de décroissance établie par Ambraseys [1] pour l'Europe du Nord-Ouest (Éq. (3)). Le modèle obtenu suivant une loi similaire à partir des observations analysées (ce travail, Éq. (4)) est représenté par le trait continu épais, et ses limites à 1σ par les traits continus fins. Le modèle d'Ambraseys [1] est situé dans ces limites, mais tend néanmoins à surestimer l'atténuation pour les grandes distances.

Fig. 2. (a) Ambraseys' laws [1] and source depth influence. Grey lines: $\Delta I = f(R, h)$ (Eq. (2)). Black line: $\Delta I = f(D)$ (Eq. (3)). If one considers that D and R are equivalent, Eq. (3) corresponds to Eq. (2) for an approximate mean depth of 10 km, which is a reasonable value for Northwest European earthquakes. (b) Intensity attenuation (ΔI) as a function of epicentral distance. The black circles show the location of the 26 551 observations we analysed. The dashed line corresponds to the intensity fall-off law set up by Ambraseys [1] for Northwest Europe (Eq. (3)). The model we obtained from the SISFRANCE data following a similar law (Eq. (4)) is shown by the thick solid line, and its confidence limits by the thin ones. Ambraseys' model [1] is located inside the confidence domain. However, it tends to overestimate the attenuation for large distances.

L'écart type des données SisFrance par rapport à l'Éq. (3) est de 1,06, tandis qu'il est de 0,88 par rapport à l'Éq. (4), ce qui correspond à une amélioration de 17%. Il apparaît donc que la loi établie par Ambraseys [1] pour l'ensemble de l'Europe de l'Ouest n'est pas directement applicable à la France métropolitaine. Elle tend à surestimer la décroissance de l'intensité pour de grandes distances (Fig. 2b).

2.2. Influence de l'intensité épacentrale

Les effets de la valeur de I_0 sur la décroissance de l'intensité en fonction de la distance épacentrale sont testés sur deux jeux de données. Dans le jeu de données A, les valeurs d'intensité sont arrondies à l'entier supérieur (I_0 et observations). Par exemple, la classe $I_0 = V$ comprend ainsi les séismes dont l'intensité épacentrale est comprise dans l'intervalle $[IV-V; V]$. Dans le jeu de données B, les valeurs d'intensité restent inchangées, mais les séismes sont regroupés par intervalle glissant d'intensité épacentrale. Par exemple, l'inversion des données de la classe $I_0 = V$ concerne les événements dont l'intensité épacentrale est comprise dans l'intervalle $[IV-V; V-VI]$. La similitude des résultats obtenus pour ces deux jeux de données nous conduit à ne présenter en détail que ceux relatifs au jeu de données A. Nous classons les 420 événements sélectionnés dans la base de données SisFrance suivant leur intensité épacentrale

et calculons les valeurs de $\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{Cte}}$, moyennées sur une fenêtre passante de 5 km et leur écart-type $\sigma_{\text{moy}}(D)$. La Fig. 3a montre que la décroissance de ΔI en fonction de la distance épacentrale dépend fortement de la valeur de I_0 . Par exemple, pour des distances supérieures à 150 km, $\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=VII} - \Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=V} \geq 1,5$.

Conformément aux Éqs. (3) et (4), l'intensité macro-sismique décroît de manière logarithmique en champ proche ($D < 150$ km), puis de manière linéaire en champ lointain. La dépendance de ΔI par rapport à I_0 est principalement contrôlée par le terme logarithmique ; cette décroissance est d'autant plus rapide que la valeur de I_0 est élevée. L'équation de Sponheuer (1), qui ne dépend pas de la magnitude (k_1 et k_2 constants), ne pourrait expliquer cette observation que par des variations de profondeur focale, la valeur de I_0 étant d'autant plus élevée que le séisme est superficiel. Cependant, la persistance de cette observation sur la Fig. 3b, qui n'inclut que les 122 séismes dont la profondeur h est de 5 km (profondeur instrumentale indiquée dans le bulletin du BCSF, Bureau central sismologique français), montre que la profondeur de la source ne peut être la seule cause de cette dépendance et que d'autres paramètres, tels que la magnitude et/ou des effets locaux dans la région épacentrale, contribuent à ce résultat.

Comme la magnitude et la profondeur focale sont inconnues pour la plupart des séismes historiques, nous

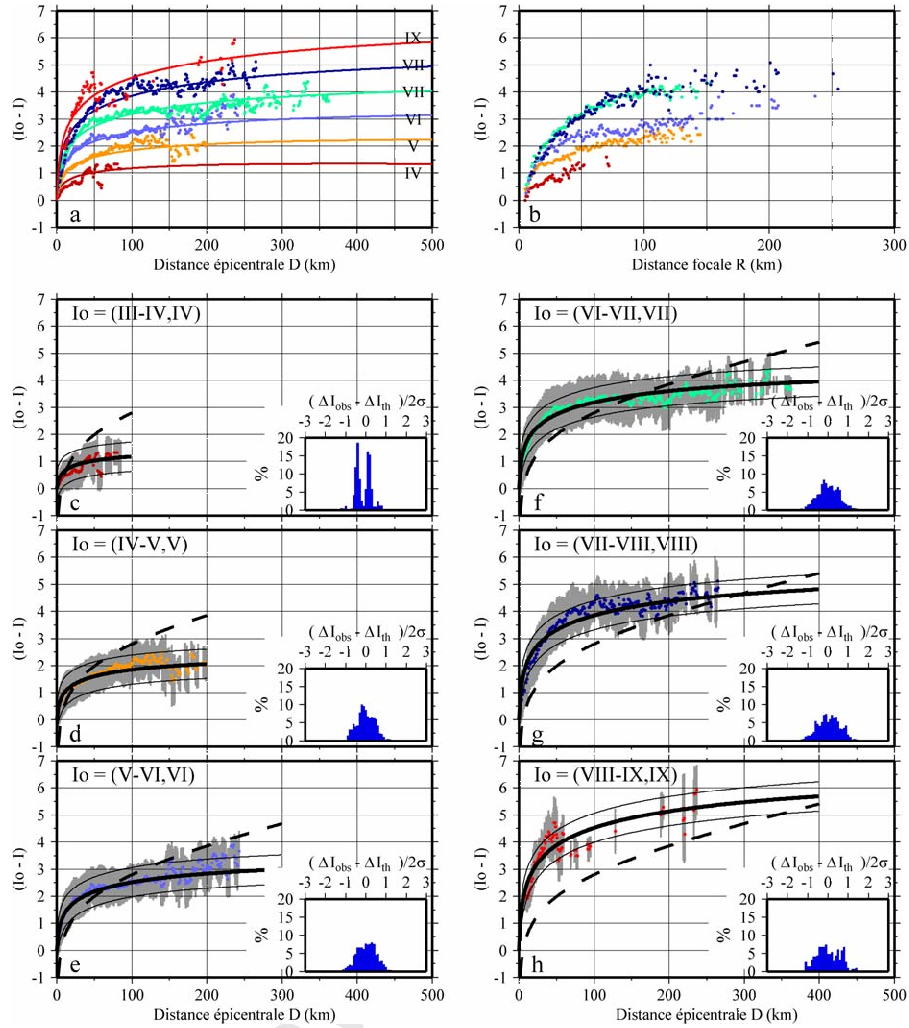


Fig. 3. (a) Loi d'atténuation de l'intensité en fonction de la distance épacentrale D [Éq. (5)] pour toutes les classes de I_0 (trait plein épais). Les valeurs de I_0 correspondantes sont indiquées sur chaque courbe à droite du graphique. Les points colorés représentent les $\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{Cte}}$. Le même code couleur est utilisé sur l'ensemble de la figure. (b) Atténuation de l'intensité en fonction de la distance focale R pour les 122 séismes dont la profondeur instrumentale est égale à 5 km (données BCSF). La dépendance à l'intensité épacentrale est confirmée et ne peut être attribuée à un seul effet de profondeur de source. (c)–(h) Loi d'atténuation (Éq. (5)) pour chaque classe de I_0 (trait plein épais) et ses limites à 2σ (trait fin). La courbe en pointillé correspond au modèle d'Ambraseys [1]. L'écart-type à la moyenne glissante est représenté par les barres grisées pour chaque valeur $\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{Cte}}$. Les histogrammes situés dans le coin inférieur droit indiquent la distribution des résidus $r(D_i)$ calculés à partir des données brutes.

Fig. 3. (a) Attenuation laws of intensity as a function of the epicentral distance D (Eq. (5)) for all I_0 classes. I_0 values are indicated on the right of the graph, and the corresponding coloured dots represent $\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{Cte}}$. The same colour palette is used in the whole figure. (b) Intensity attenuation as a function of the focal distance R for the 122 earthquakes which instrumental depth is 5 km (according to BCSF). As the dependence to I_0 remains, it cannot be only due to a source depth effect. (c)–(h) Attenuation law (Eq. (5)) for each I_0 (thick solid line) and its 2σ limits. The dashed line corresponds to Ambraseys' model [1]. The ΔI_{moy} values from which Eq. (5) was obtained are shown by the coloured circles and the standard deviation of the data to each ΔI_{moy} value is represented by a grey bar. The histograms located in the lower left corner indicate the distribution of the residuals $r(D_i)$ calculated from the raw data.

proposons d'utiliser le modèle (4) en y incluant une dépendance des coefficients k_1 et k_2 par rapport à I_0 :

$$\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{Cte}} = k_1(I_0)D + k_2(I_0)\log_{10}(D + 1) \quad (5)$$

La relation (5) vérifie $\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{Cte}} = 0$. Elle prend implicitement en compte la dépendance de ΔI par rapport à la magnitude et à la profondeur focale, même lorsque les valeurs exactes de ces paramètres

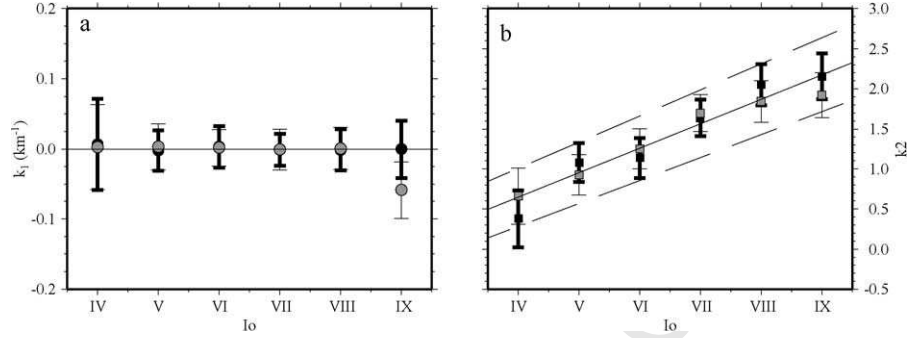


Fig. 4. (a) Paramètre k_1 de l'Éq. (5) en fonction de I_0 pour les jeux de données A (cercles noirs) et B (cercles gris). (b) Paramètre k_2 de l'Éq. (5) en fonction de I_0 : k_2 est une fonction linéaire croissante de I_0 pour les deux jeux de données A (cercles noirs) et B (cercles gris). Celle-ci est représentée en trait plein, tandis que les pointillés figurent l'intervalle de confiance à 2σ .

Fig. 4. (a) k_1 parameter of Eq. (5) as a function of I_0 . Black and grey circles represent the data sets A and B, respectively. (b) k_2 parameter of Eq. (5) as a function of I_0 . k_2 is a linear function of I_0 for both datasets: this function is shown by the solid line, whereas the dashed lines show the 2σ interval.

sont inconnues. Nous appliquons la relation (5) aux jeux de données A et B en assignant à chaque valeur de $\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=C_{\text{te}}}$ une incertitude égale à $\sigma_{\text{moy}}(D)$. La Fig. 3 représente les résultats obtenus pour le jeu de données A. Les valeurs de $k_1(I_0)$ et de $k_2(I_0)$ sont listées dans le Tableau 1 et représentées sur la Fig. 4. La valeur du paramètre $k_1(I_0)$ varie approximativement entre $-0,05$ et $+0,05 \text{ km}^{-1}$ (Fig. 4a), sans montrer de dépendance cohérente vis-à-vis de l'intensité épicentrale. Ce résultat confirme qu'en champ lointain, la variation de ΔI avec la distance ne dépend pas de I_0 , ce qui se traduit, sur la Fig. 3a, par des courbes parallèles aux distances supérieures à 150–200 km. En revanche, la valeur de $k_2(I_0)$ (Fig. 4b) est une fonction linéaire croissante de I_0 :

$$k_2(I_0) = -0,58(\pm 0,53) + 0,31(\pm 0,20)I_0 \quad (6)$$

Si l'on prend en compte les incertitudes sur les paramètres de la relation (6), celle-ci prédit une différence entre les valeurs de ΔI obtenues pour $I_0 = V$ et $I_0 = VII$, à une distance de 100 km, comprise entre 0,5 et 2,0. Les résultats obtenus pour chaque classe individuelle nous ont donc amenés à rechercher une loi générale en inversant simultanément l'ensemble des données :

$$\Delta I_{\text{moy}}(D, I_0) = c_1 D + [c_2 + c_3 I_0] \log_{10}(D + 1) \quad (7)$$

Les résultats de l'inversion sont les suivants :

$$c_1 \sim 0 \text{ km}^{-1} (\pm 0,02 \text{ km}^{-1}) \quad (8a)$$

$$c_2 \sim -0,71 \text{ km}^{-1} (\pm 0,17 \text{ km}^{-1}) \quad (8b)$$

$$c_3 \sim 0,33 \text{ km}^{-1} (\pm 0,07 \text{ km}^{-1}) \quad (8c)$$

Les coefficients obtenus sont compatibles avec ceux de l'Éq. (6). L'écart-type des données moyennées par rapport au modèle (7) est égal à 0,27. L'écart-type des

données brutes est égal à 0,78 pour le même modèle, tandis qu'il est respectivement égal à 1,06 et à 0,88 par rapport aux Éqs. (3) et (4) : les améliorations sont donc de 26 et de 11%. Pour une distance de 100 km, la valeur de ΔI peut varier entre 1 ($I_0 = IV$) et 3 ($I_0 = VII$), tandis que l'Éq. (4) donne une valeur de 3.

3. Variations spatiales de l'atténuation

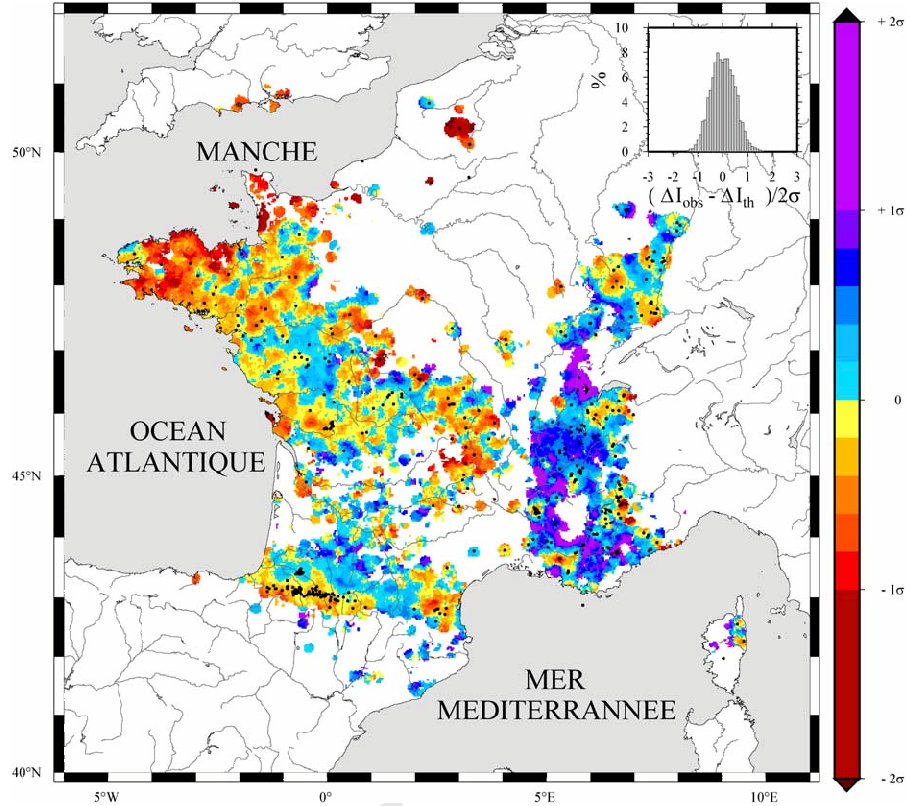
À partir de l'analyse de 450 séismes de la même base de données, Bossu et al. [3] avaient conclu que seuls les terrains d'âge inférieur à 2 Ma étaient à même de produire des effets de site. L'étude individuelle de 35 événements sélectionnés dans cette base de données avait conduit ces auteurs à proposer une relation entre l'âge des roches et la probabilité qu'elles produisent des effets de site, ce qui les avait enfin amenés à proposer une carte prédictive de ces effets. L'approche présentée ici est différente, puisque toutes les données de tous les séismes sélectionnés ont été inversées simultanément.

Les lois (7) et (8) sont utilisées comme référence pour la détection d'éventuelles variations spatiales de la réponse du sol aux mouvements sismiques. Les écarts types $\sigma(D)$ des données brutes par rapport au modèle sont calculés pour chaque distance D suivant la formule :

$$\sigma(D) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N(D)} \{w_i \times [\Delta I_i^{\text{obs}} - \Delta I_i^{\text{th}}]\}^2}{\sum_{i=1}^{N(D)} w_i^2}} \quad (9)$$

où $N(D)$ est le nombre total d'observations ΔI_i^{obs} à la distance D , ΔI_i^{th} est donné par les relations (7) et (8), et w_i est égal, respectivement, à 1,0 et 0,5 pour les données d'indice A et B dans la base de données SisFrance.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52



53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100
101
102
103
104

Fig. 5. Distribution spatiale des résidus $r(D_i) = (\Delta I_i^{\text{obs}} - \Delta I_i^{\text{th}})/(2\sigma(D))$ (Éq. (9)) en France métropolitaine, moyennés à l'aide d'une fenêtre circulaire de 10 km de rayon, déplacée sur une grille de maillé de 1 km. Les points noirs correspondent aux épicentres des 420 séismes étudiés. L'histogramme situé dans le coin supérieur droit représente la distribution des résidus par rapport au modèle [Éq. (7), paramètres (8a), (8b), (8c)] pour la totalité des observations.

Fig. 5. Spatial distribution of the residuals $r(D_i) = (\Delta I_i^{\text{obs}} - \Delta I_i^{\text{th}})/(2\sigma(D))$ (Eq. (9)) in Metropolitan France, averaged through a circular, 10-km-radius window moved on a grid whose mesh is 1-km wide. The black points correspond to the 420 events we studied. The histogram located in the upper right corner shows the distribution of the residuals according to our model [Eq. (7), parameters (8a), (8b), (8c)].

Nous calculons pour chaque donnée d'intensité les résidus $r(D_i)$ tels que :

$$\begin{aligned} r(D_i) &= (\Delta I_i^{\text{obs}} - \Delta I_i^{\text{th}})/(2\sigma(D)) \\ &= (I_i^{\text{th}} - I_i^{\text{obs}})/(2\sigma(D)) \end{aligned} \quad (10)$$

Pour une distance épicentrale donnée, un résidu négatif correspond donc à une intensité observée supérieure à l'intensité théorique. La distribution gaussienne des résidus, centrée sur zéro, illustre l'homogénéité de l'ensemble des données et la validité des relations (7) et (8) comme lois empiriques de référence (Fig. 5). La Fig. 5 présente la distribution spatiale des résidus, moyennés sur une fenêtre circulaire de 10 km de rayon, déplacée sur une grille de maille carrée de 1 km. Seuls les nœuds disposant d'au moins cinq observations sont retenus, afin d'éviter des artefacts dus à un nombre insuffisant de données. À l'échelle de la France métropolitaine, les valeurs des résidus sont réparties de manière

assez homogène, comme le suggère la distribution gaussienne visible dans l'histogramme.

Une zone d'intensités supérieures à la référence (c'est-à-dire $r(D_i) < -\sigma(D)$) ressort à l'échelle régionale au Nord-Ouest d'une ligne joignant le Sud Finistère au Cotentin. Les zones où la réponse du sol est inférieure à la référence [i.e. $r(D_i) > \sigma(D)$] correspondent pour l'essentiel à l'Est et au Sud-Est de la France, dans une région qui regroupe la Bresse, le Bas-Dauphiné et la Provence.

4. Discussion et conclusion

L'analyse de la base de données d'intensités macrosismiques SisFrance nous a permis de déterminer une loi de référence pour la décroissance de l'intensité en fonction de la distance pour la France métropolitaine. Les lois classiquement utilisées sont fondées sur l'hypothèse que cette décroissance est indépendante de

la magnitude. Or, comme l'ont par exemple souligné Hough et al. [7], cette hypothèse n'est pas nécessairement valide. Les modèles d'atténuation de l'amplitude du pic d'accélération du sol en prédisent une décroissance d'autant plus rapide que la magnitude est élevée (par exemple, [14]). Les résultats obtenus par Dahle et al. [4], dans une gamme de fréquences inférieures à 10 Hz et pour des séismes survenus en domaine continental intraplaque, indiquent en outre que cette dépendance à l'amplitude du pic d'accélération à l'épicentre semble exister quelle que soit la fréquence considérée. Ces résultats, complétés par ceux de l'EPRI [5], sont repris par Van Gelder et Varpasuo [15] et confirmés pour une gamme de fréquences allant jusqu'à 33 Hz. Selon ces modèles, la dépendance de l'atténuation par rapport à la magnitude est particulièrement nette pour des distances inférieures à 100 km. Parallèlement, notre étude montre que la décroissance moyenne de l'intensité macrosismique avec la distance est d'autant plus rapide que l'intensité épiscopentrale I_0 est élevée, en particulier en champ proche. Cette observation est en accord avec la non-linéarité de la décroissance de l'accélération en fonction la magnitude à proximité de l'épicentre.

L'originalité de notre approche réside dans la prise en compte implicite de paramètres dont les valeurs sont généralement inconnues et qui contrôlent la valeur de I_0 (magnitude, profondeur focale, éventuelles amplifications des mouvements du sol dans la zone épiscopentrale), en incluant une dépendance des coefficients de la loi d'atténuation vis-à-vis de I_0 . La comparaison de notre modèle avec celui proposé par Ambraseys [1] pour l'Europe du Nord-Ouest montre que ce dernier ne peut être appliqué tel quel à la France et que la prise en compte de l'intensité épiscopentrale permet de diminuer de manière significative l'écart des observables par rapport au modèle. Un modèle de référence ne tenant pas compte de l'intensité épiscopentrale n'est applicable que pour des valeurs de I_0 proches de la valeur moyenne des séismes ressentis sur l'ensemble de la période d'observation. Négliger l'influence de I_0 dans une loi empirique de référence peut induire un biais systématique dans la cartographie des réponses locales du sol et conduire à une surestimation d'éventuels effets de site.

À l'échelle de la France métropolitaine, les résidus d'intensité par rapport au modèle de Réf. [7] se répartissent de façon homogène, sans que des régions entières ne présentent de phénomènes d'« amplification » importants, i.e. [$r(D_i) < -2\sigma(D)$]. Cependant, à l'échelle régionale, les atténuations différentes observées dans le Nord-Ouest et le Sud-Est de la France pourraient être dues à des valeurs du facteur de qualité Q plus élevées en région de socle. Des anomalies ponctuelles,

aussi bien positives que négatives, sont observées près de quelques épicentres. Un effet de profondeur focale ne peut expliquer ces observations qu'à l'échelle locale. Des tests réalisés en ne prenant en compte que les données situées à 50 ou à 100 km de l'épicentre confirment les caractéristiques régionales de la répartition des résidus. À l'échelle locale, la loi de Réf. [7], combinée à des études géologiques, pourrait servir de base à des études de la réponse du sol, afin de mettre en évidence d'éventuels effets de site.

Remerciements

P.A. remercie le conseil régional des Pays de la Loire pour le financement de sa thèse de 3^e cycle, dans laquelle s'intègre ce travail. Nous tenons d'autre part à saluer l'amabilité de H. Modaressi (BRGM), qui nous a autorisés à utiliser la base de données SisFrance. Les remarques constructives de deux experts anonymes ont permis de clarifier la première version de ce manuscrit.

Références

- [1] N. Ambraseys, Intensity-attenuation and magnitude intensity relationships for Northwest European earthquakes, *Earthquake Eng. Struct. Dyn.* 13 (1985) 307–320.
- [2] W.H. Bakun, C.M. Wentworth, Estimating Earthquake location and magnitude from seismic intensity data, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 87 (6) (1997) 1502–1521.
- [3] R. Bossu, O. Scotti, F. Cotton, M. Cushing, A. Levret, Determination of geomechanical site effects in France from macroseismic intensities and reliability of macroseismic magnitude of historical events, *Tectonophysics* 324 (2000) 81–110.
- [4] A. Dahle, H. Bungum, L.F. Kvamme, Attenuation models inferred from intraplate earthquake recordings, *Earth. Eng. Struct. Dyn.* 19 (1990) 1125–1141.
- [5] Electric Power Research Institute, EPRI TR-102293, Method and guidelines for estimating earthquake ground motion in Eastern North America, Guidelines for Determining Design Basis Ground Motion, vol. 1, 1993.
- [6] B. Gutenberg, C.F. Richter, Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 46 (1958) 105–145.
- [7] S.E. Hough, J.G. Armbruster, L. Seeber, J.F. Hough, On the modified Mercalli intensities and magnitudes of the 1811–1812 New Madrid earthquakes, *J. Geophys. Res.* 105 (B10) (2000) 839–864.
- [8] T.R.M. Kebeasy, E.S. Husebye, Revising the 1759 Kattegat earthquake questionnaires using synthetic wavefield analysis, *Phys. Earth Planet Inter.* 139 (2003) 269–284.
- [9] A. Levret, J. Backe, M. Cushing, Atlas of macroseismic maps for French earthquakes with their principal characteristics, *Nat. Hazards* 10 (1994) 19–46.
- [10] A.S. Savvaidis, C.B. Papazachos, P.M. Hatzidimitriou, Site effect estimation based on source and path modelling of macroseismic intensities in the area of Greece, *Eur. Earthquake Eng.* 1 (1998) 18–27.

- 1 [11] O. Scotti, A. Levret, B. Hernandez, Verification of macroseismic
2 methods on five $M_L > 5$ instrumental earthquakes in France,
3 Phys. Chem. Earth (A) 24 (6) (1999) 495–499.
4 [12] W. Sponheuer, Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der Ma-
5 kroseismik, Freiberg. Forsch. C 88 (1960).
6 [13] A. Tarantola, B. Valette, Generalized non-linear problems solved
7 using the least squares criterion, Rev. Geophys. Space Phys. 20
8 (1982) 219–232.
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
- [14] G.R. Toro, N.A. Abrahamson, J.F. Schneider, Model of strong
ground motions from earthquakes in Central and Eastern North
America: best estimates and uncertainties, Seismol. Res. Lett. 68
(1997) 41–57.
[15] P.H.A.J.M. Van Gelder, P. Varpasuo, Bayesian seismic hazard
assessment for a nuclear power plant, in: ESREL'98: European
Safety and Reliability Conference, 16–19 June 1998, Trondheim,
Norway.
- 53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100
101
102
103
104
- UNCORRECTED PROOF