Détermination non-linéaire des paramètres hypocentraux et structuraux : application à la sismicité intracontinentale du Massif armoricain

Méric Haugmard

▶ **To cite this version:**

Méric Haugmard. Détermination non-linéaire des paramètres hypocentraux et structuraux : application à la sismicité intracontinentale du Massif armoricain. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Bretagne Loire, 2016. Français. NNT : . tel-01396016

HAL Id: tel-01396016
https://theses.hal.science/tel-01396016

Submitted on 8 Mar 2017

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

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

UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

UNIVERSITÉ DE NANTES

Thèse de Doctorat

Méric Haugmard

Mémoire présenté en vue de l'obtention du
grade de Docteur de l'Université de Nantes
sous le sceau de L'Université Bretagne Loire

École doctorale : *Sciences Pour l'Ingénieur, Géosciences, Architecture*

Discipline : *Terre solide et couches profondes*
Spécialité : *Géologie – Sismologie*
Unité de recherche : *UMR–CNRS 6112 Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de Nantes*

Soutenue le 14 octobre 2016
Thèse N° :

Détermination non-linéaire des paramètres hypocentraux et structuraux : application à la sismicité intracontinentale du Massif armoricain

JURY

Président :	**Jean Van Den Driessche**, Professeur, Université de Rennes 1
Rapporteurs :	**Bertrand Delouis**, Professeur, Université de Nice Sophia Antipolis **Jacques Déverchère**, Professeur, Université de Bretagne Occidentale
Examinateurs :	**Sophie Lambotte**, Physicienne adjointe, Université de Strasbourg **Thomas Bodin**, Chargé de recherche CNRS, Université de Lyon
Directeur de Thèse :	**Antoine Mocquet**, Professeur, Université de Nantes
Encadrant de Thèse :	**Éric Beucler**, Maître de Conférences, Université de Nantes

Université Bretagne Loire
Université de Nantes (Faculté des Sciences et Techniques)

École doctorale Sciences Pour l'Ingénieur, Géosciences, Architecture

Laboratoire de Planétologie & Géodynamique (UMR 6112)

N° attribué par la bibliothèque

Année 2016

THÈSE DE DOCTORAT

Détermination non-linéaire des paramètres hypocentraux et structuraux : application à la sismicité intracontinentale du Massif armoricain

présentée par Méric Haugmard

en vue de l'obtention du titre de docteur en Sciences de la Terre
spécialité : Géologie – (Géophysique, Sismologie)

Le 14 octobre 2016, devant le jury composé de :

Président	:	Jean	Van Den Driessche – *Professeur*, Univ. de Rennes 1
Rapporteurs	:	Bertrand	Delouis – *Professeur*, Univ. de Nice Sophia Antipolis
	:	Jacques	Déverchère – *Professeur*, Univ. de Bretagne Occidentale
Examinateurs	:	Sophie	Lambotte – *Physicienne adjointe*, Univ. de Strasbourg
	:	Thomas	Bodin – *Chargé de recherche CNRS*, Univ. de Lyon
Directeur de Thèse	:	Antoine	Mocquet – *Professeur*, Univ. de Nantes
Co-encadrant	:	Éric	Beucler – *Maître de Conférences*, Univ. de Nantes

MÉER – Ministère de l'Éducation nationale, de l'Enseignement supérieur & de la Recherche
UBL – Université Bretagne Loire
Université de Nantes
CNRS – Centre National de la Recherche Scientifique
LPG – Laboratoire de Planétologie & Géodynamique (UMR 6112)
SPIGA – École doctorale Sciences Pour l'Ingénieur, Géosciences, Architecture
VIBRIS – projet régional Valorisation Interdisciplinaire du Bruit Régional pour l'Imagerie Sismique
OSUNA – Observatoire des Sciences de l'Univers Nantes Atlantique
RÉSIF – Réseau Sismologique & géodésique Français
Nantes Métropole
Région Pays de la Loire

Sommaire

Liste des abréviations i

Avant-propos v

Introduction 1

I Le Massif armoricain 7

1 Sismicité du Massif armoricain 11

2 Contexte géologique et géophysique 31

II Détermination des paramètres hypocentraux et structuraux d'un ou plusieurs séismes 53

1 Localisation hypocentrale 57

2 Détermination McMC des paramètres hypocentraux et structuraux 71

3 Exemples d'applications 115

III Acquisition, traitement, dépouillement des données et bulletins sismologiques 143

1 Réseaux de stations et bulletins sismologiques 147

2 Traitement et dépouillement des données 169

IV Relocalisation de la sismicité armoricaine entre 2011-2013 185

1 Localisations individuelles 189

2 Relocalisations simultanées de plusieurs séismes 209

3 Relocalisations individuelles avec un modèle de Terre restreint 223

Conclusion & perspectives 231

Bibliographie 238

Table des matières 261

Liste des figures 269

Liste des tableaux 269

Annexe A – Catalogues de sismicité 273

Annexe B – Prétraitement des données 281

Résumé 286

Abstract 286

Liste des abréviations

ANR Agence Nationale de la Recherche

BCSF Bureau Central Sismologique Français

BIRPS British Institutes Reflection Profiling Syndicate

BGI Bureau Gravimétrique International

BGS British Geological Survey

DAM-CÉA Direction des Applications Militaires au sein du Commissariat à l'Énergie Atomique et aux énergies alternatives

ÉCORS Étude de la Croûte continentale et Océanique par Réflexion Sismique

EMSC European Mediterranean Seismological Centre

IUEM Institut Universitaire Européen de la Mer

ISC International Seismological Centre

ISC–GEM International Seismological Centre & Global Earthquake Model

LDG Laboratoire de Détection et de Géophysique du DAM-CÉA

LPG Laboratoire de Planétologie et de Géodynamique

McMC Monte-Carlo par chaîne de Markov

MPI Message Passing Interface

OSU Observatoires des Sciences de l'Univers

OSUNA Observatoire des Sciences de l'Univers de Nantes Atlantique

PyrOPE Pyrenean Observational Portable Experiment

RAP Réseau Accélérométrique Permanent

RéNaSS Réseau National de Surveillance Sismique

RéSiF Réseau Sismologique Français

RÉSoNANSS Réseau Nantais de Stations Sismologiques

RLBP Réseau Large-Bande Permanent

SAC Seismic Analysis Code

Si-Hex Sismicité Instrumentale de l'Hexagone

SisFrance Catalogue de la sismicité historique de la France

SWAT South Western Approaches Traverse lines

USGS Institut d'études géologiques des États-Unis

VIBRIS Valorisation Interdisciplinaire du Bruit Régional pour l'Imagerie Sismique

http://www.letelegramme.fr

À la mémoire d'Olivier Quillard,

Avant-propos

J'adresse mes plus vifs remerciements aux membres du jury pour avoir accepté de juger mon travail ; merci à Jean Van Den Driessche *pour avoir porté un vrai œil de géologue sur mes travaux ; un grand merci à Bertrand* Delouis *et Jacques* Déverchère *pour l'ensemble de leurs remarques ; merci à Sophie* Lambotte *pour son intérêt aux séismes du Grand Ouest et à la lecture précise des incertitudes sur les données ; merci à Thomas* Bodin *pour son intérêt aux méthodes probabilistes de localisation de séismes.*

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à Antoine Mocquet *pour avoir encadré ma thèse et pour m'avoir fait confiance. Merci à Éric* Beucler *de m'avoir suivi au quotidien, (re)donnant systématiquement du sens à mon travail, en formulant une multitude de pistes de réflexion au moindre problème qui se posait à nous.*

J'adresse mes remerciements à Olivier Dauteuil *et Pascal* Bernard *pour avoir participer aux comités de suivi de thèse. Merci pour leur intérêt, leurs conseils et leur écoute.*

Je souhaite également remercier Olivier Quillard *et Pierrick* Gernigon, *ainsi que tous les nantais qui participent à l'acquisition des données sismologiques au sein du LPG et de l'OSUNA. Bon vent à toi Pierrick ! Je pense aussi à Mickaël* Bonnin, *Bertrand* Manhaval *et Damien* Fligiel *à qui je souhaite une bonne continuation !*

Un très grand merci à Ianis Gaudot *dont l'optimisme m'a guidé au cours de cette thèse. On ne compte plus le nombre de nos discussions ayant permis de démêler les problèmes de l'un ou de l'autre et les scripts communs ; c'est l'histoire d'un joueur de harpe qui va au Canada [...] et une feuille de « salate ».*

Que soient également remerciés ici Mélanie Drilleau *et Geoffrey* Aertgeerts *qui m'ont initié à l'algorithme de Metropolis et à la géologie du Massif armoricain. Merci à Philippe* Cance *pour avoir résolu, entre deux parties de Go, quelques systèmes d'équations avec Ianis. Merci à Antoine* Triantafyllou *pour m'avoir, plus d'une fois, aidé avec les différents formats de données SIG. Merci à Pierre* Arroucau *pour son mémoire de thèse sur la sismicité du Massif armoricain. Merci à Olivier* Verhoeven *pour sa bonne humeur, ses conseils pertinents et son aide pour les enseignements.*

Je tiens à remercier Sébastien Chevrot, *coordinateur de* PyrOPE. *Merci à David* Wolyniec *(et l'ensemble de l'équipe de GeoData) d'avoir supporter mes nombreux mails relatif aux données et aux métadonnées. Un grand merci à Yves* Cansi, *Yannick* Cano, *Bruno* Hernandez, *Sophie* Merrer,

Sophie Lambotte *et Julie* Perrot *pour m'avoir fourni des données, ainsi que des catalogues d'événements. Un grand merci à celles et ceux qui ont hébergé gracieusement les stations NENO, ARDN, THEX, PLUM, et KERB, après le séisme de Vannes du 21 novembre 2013. Merci à Antoine, Éric et Pierrick d'avoir initié cette campagne post-séisme alors que j'étais en formation à l'IDRIS. Merci à Pascal* Guterman *pour son travail sur la discrimination des tirs de carrières. Merci à Donatienne* Leparoux *pour m'avoir intégré au projet VIBRIS.*

Je témoigne ici toute ma reconnaissance à Fabrice Fontaine *pour m'avoir initié au soin rigoureux de la sélection et du traitement des données ainsi qu'aux méthodes Monte-Carlo.*

Merci à Élodie Brothelande, *Clémence* Herny *et Mickaël* Bonnin *avec qui j'ai eu le plaisir de partager les enseignements des travaux pratiques de Géophysique de première année.*

Je ne saurais oublier ici le personnel du LPG : personnel administratif, techniciens, enseignants ou chercheurs (surtout à ceux qui prennent le temps d'assister aux Journées Des Doctorants). Un grand merci à Éric Boeuf *et Sébastien* Guiffan *pour m'avoir souvent aidé à me dépatouiller de problèmes informatiques. Merci aussi à Stéphanie* Beaunay, *Stéphanie* hemery-Filipe, *Marie-Claire* Brehier *et Régine* Bonnin. *Merci à Mariama pour nos discussions matinales lors des dernièrs mois de rédaction.*

Merci à Olivier Bourgeois *pour sa bienveillance constante envers les doctorants. Gracias a Marta* Herrera *pour ses cours animés. Mais, je ne remercie pas ici notre École Doctorale de nous imposer d'assister à des formations (bien qu'elle n'a pas les moyens de dispenser) et pour son incapacité notoire à répondre à nos mails –même les plus cordiaux.*

Un grand merci à Caroline Dumoulin *qui nous a offert l'Association des Sciences de la Terre de Nantes sur un plateau ; ce fut un vrai plaisir d'organiser des sorties avec Lorraine, Diana, Boris, Pierre, Aymeric, Billy, Geoffrey, Pascal, Thomas et tous les membres.*

Un grand merci à Mélanie –co-bureau porte 018– pour avoir partagé, dans la bonne humeur, le bureau du bout du couloir avec un cactus qui fait des oreilles et des odeurs de sirop à la violette ! Merci à Katia et Katchka pour avoir aussi partagé ce bureau ! Bonne continuation à toutes les trois ! ! !

Un grand merci aux doctorants, aux jeunes CDD, post-doc et leurs conjoints : Amandine ; Anaïs ; Antoine ; Alice ; Boris ; Camilo ; Clémence ; Dédé ; Diana ; Dorine ; Élodie ; Fanny ; Filipe ; Francesco ; Ianis ; Jassin ; Jonas ; Laetitia ; Maiwenn ; Les 3 Marions ; Mathieu ; Mélanie ; Nadia ; Petifilou ; Teddy ... Que de souvenirs, que ce soit au labo (chemin de la Houssinière –et rue Léon Blum), au Sur-Mesure, parfois au Dynamo, à la maison (avec Romain qui veut toujours faire

« Paquito chocolatero », au grand dam des voisins) ou à Plomodiern, Brocéliande et Quistinic ! Un grand merci à Anthony et Sylvain avec qui j'ai partagé mes premiers scripts LaTeX et GMT ainsi que de bonnes bières Bruxello-grenobloises.

Un « chapiteau élevé » aux vieux copains. Merci au suddistes Adrien, Vanou, Jim et Manon. Quelle frayeur cette nuit à Donnemarie-Dontilly ! Merci à Jérémie, notamment pour les soirées barbecues. Merci à Max –à quand la prochaine visite de maison ou la prochaine virée en bateau ?

« Takk Takk » à Léa, Semyon, Marion et Nathaniel pour leur amitié et ces séjours un peu partout depuis Mývatn, jusqu'à la Suisse ou l'Écosse.

Merci à Romain pour son accueil au fournil, à Loïc, Mickaël et Jimbo pour nos débats sur le réveil matinal, le croissant trop brioché ou le petit épeautre.

Merci à Laura pour le tattoo !

Merci à tous mes colocs pour tous les moments partagés et pour avoir supporté un ronchonchon à l'appart quand « ça compilait pas ». Merci à Guillaume pour les pancakes du dimanche matin au rythme de DJ Shantel et sa bonne humeur quotidienne ; à Benoît & Marie pour les débuts ; à Mariane pour toutes ses expériences culinaires ; à Jean pour ces débats endiablés et pour entretenir mon léger surpoids, engendré par la fin de thèse, avec de savoureux gateaux ; Grazie a Tattu pour « Da paura » et pour « Mannaggia Mannaggia » ! ; à Bobo enfin pour sa jovialité et les journées tricot. On est pas bien là : « peinardeaux comme des renardeaux » !

Merci à Danielle et Yvon pour leurs encouragements. Merci à toute ma famille. Merci du fond du cœur à mes parents, Yannick et Chrystelle, et mon frère, Alex, pour leur soutien.

Enfin, le dernier « Chaltu » à Mélissa. Merci à toi pour la (re)relecture de ce manuscrit, mais surtout d'avoir toujours été là pour moi.

Illustration au dos : *Mafalda mesurant le monde*, dessin de Quino, Argentine.

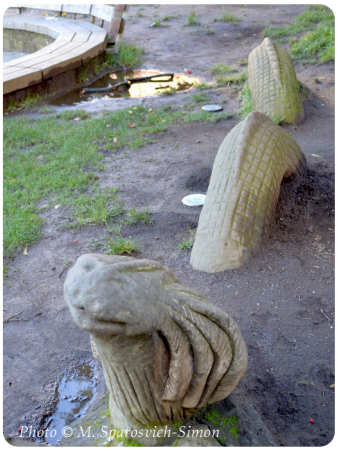
Introduction

Depuis la nuit des temps, l'Homme cherche à savoir pourquoi la Terre tremble à des intervalles de temps plus ou moins réguliers. Les séismes lui inspirent crainte, épouvante et insécurité. Il accuse alors les dieux, tel Poséidon – dieu de la mer mais aussi « ébranleur des terres » – de faire trembler le sol par ses terribles colères (Darthou, 2000, figure 1a). On impute aussi communément les séismes méditerranéens aux tentatives d'évasion d'Encelade (divinité tellurique et fils de Gaïa), reclus sous l'Etna. Les tremblements de terre trouvent également leurs causes dans les différentes cosmologies (Marcuccio, 1999 ; Bluestone, 2010) invoquant généralement un ou plusieurs animaux : une grenouille géante en Mongolie ou un taureau au Tadjikistan. Ainsi, dans la péninsule russe du Kamtchatka, la Terre repose sur un traîneau conduit par un dieu, Tuli, et dont les chiens, en se grattant, font trembler la Terre. Au sud du Chili, les Mapuches rendent responsable des tremblements de terre un serpent géant, nommé Tren-Tren Vilú, pourtant bienfaiteur, mais souvent irrité par l'attitude des Hommes (figure 1b). Les Japonais, quant à eux, attribuent les séismes à Namazu, un poisson-chat géant, vivant sous la terre. Il est retenu par le dieu Kashima qui parfois relâche sa surveillance (Severn, 2012, figure 1c). En Islande, un loup féroce capturé et enchaîné profondément dans les montagnes fait fréquemment trembler le sol par ses hurlements (Mörner, 2007, figure 1d). Ailleurs, c'est la Pachamama de l'Altiplano bolivien qui frémit ou les éclats de rire de Seb, dieu de la Terre de l'Égypte antique (figure 1e). Pour les Maoris, la Terre porte un enfant, Rūaumoko, dont les coups de pieds font trembler la Terre. Au Mozambique, la Terre est parfois malade, et les séismes ne sont que des frissons dus à une fièvre.

De nos jours, on définit les séismes naturels comme des vibrations de l'écorce terrestre provoquées par l'arrivée d'ondes élastiques initiées, en profondeur, à la suite d'une rupture et d'un mouvement relatif brusque de deux compartiments lithosphériques. Il en résulte une libération instantanée d'énergie élastique qui s'était lentement accumulée (Pomerol & coll., 2002).

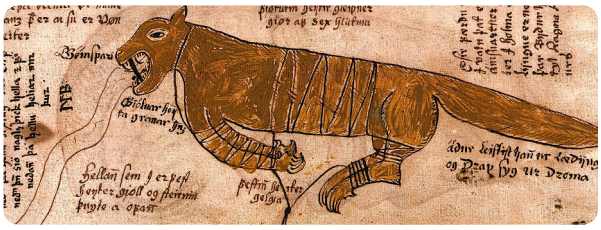
Cette étude porte sur la sismicité du Massif armoricain. *Quelles sont les spécificités régionales de cette sismicité ? Quelles sont les méthodes actuelles de localisation des séismes ? Sont-elles adaptées au Massif armoricain ? Enfin, la sismicité locale peut-elle nous renseigner sur la structure crustale de cette région ?*

(a) Les fureurs de Poséidon, surnommé l'« ébranleur des terres », *Piazza Navona* (Rome, Italie) ;



(b) La colère de Tren-Tren Vilú fâché par l'attitude des Hommes, *Plaza de Ancud* (Chiloé, Chili) ;

(c) Les mouvements de Namazu (鯰) immobilisé par Kashima (鹿島神), *Musée d'histoire et de folklore* (Saitama, Japon) ;



(d) Les hurlements de Fenrir (Hróðvitnir) enchaîné sous les montagnes, *Institut Á Magnússon* (Reykjavík, Islande) ;

(e) Le rire ou le courroux de Seb (ou Geb), ici sur le dos et séparé de Nut la voute céleste par Shu, dieu des vents (Budge, 1904, p. 96).

Figure 1 – Différentes explications des mythologies européennes, asiatiques, africaines ou amérindiennes de la cause des tremblements de terre.

Une méthode non-linéaire adaptée à la sismicité intracontinentale du Massif armoricain est développée, permettant la détermination jointe des paramètres hypocentraux et structuraux d'un ou plusieurs séismes, locaux ou régionaux. Cette procédure est ensuite appliquée à une étude locale (séisme de Vannes du 21 novembre 2013), ainsi qu'à une étude régionale afin de relocaliser les séismes armoricains, entre 2011 et 2013, grâce au réseau temporaire de stations sismologiques PyrOPE.

Ce manuscrit est découpé en quatre chapitres. Le **premier chapitre** replace le Massif armoricain dans un contexte géologique et géophysique où l'étude de sa sismicité demeure affectée par de larges incertitudes. Afin de réduire ces incertitudes sur la localisation des

séismes, un développement méthodologique est proposé, après une revue des méthodes actuelles, dans un **deuxième chapitre**. La détermination des paramètres hypocentraux et structuraux d'un ou plusieurs séismes de moyennes et faibles magnitudes dans ce contexte intracontinental permet de s'adapter à une région dont la structure est actuellement estimée avec de grandes imprécisions. La fin de ce chapitre expose un ensemble d'exemples d'applications de cette méthode avec des données synthétiques et réelles. Un **troisième chapitre**, acquisition, traitement, dépouillement des données et bulletins sismologiques, décrit la chaîne d'acquisition de la donnée depuis les stations sismologiques jusqu'aux temps d'arrivées des ondes lues sur les sismogrammes. Puis, la relocalisation de la sismicité armoricaine entre 2011-2013 est présentée dans un **quatrième chapitre**. Un aperçu général de ce travail de thèse et les perspectives qui en découlent seront présentés à la fin de ce manuscrit.

chapitre premier

Le Massif armoricain

Préambule

Le Massif armoricain [1] est présent sur environ 10 % du territoire métropolitain. Il se situe à cheval sur les régions Bretagne, Normandie et Pays de la Loire.

Dans un premier temps, nous étudierons la sismicité du Massif armoricain telle qu'observée, depuis une cinquantaine d'années, par les réseaux sismologiques permanents ou temporaires. En constatant que les séismes armoricains ne sont localisés qu'avec de grandes incertitudes, nous dresserons un cahier des charges pour le développement de nouvelles méthodes de localisation des séismes adaptées à notre zone d'étude.

Le Massif armoricain sera ensuite replacé dans un contexte géologique et géophysique, afin d'appréhender sa structure sismique nécessaire au calcul des temps de propagation des ondes, lors de la localisation d'un séisme.

1. L'adjectif armoricain viendrait du gaulois *Aremorica* signifiant « proche de la mer » (Lambert, 1994).

Sismicité du Massif armoricain

Sommaire

1.1 **La sismicité historique** 12
1.2 **La sismicité instrumentale** 14
1.2.1 Une sismicité diffuse ? 18
1.2.2 Une profondeur des séismes imprécise 19
1.2.3 Une magnitude de complétude élevée 19
1.2.4 De fortes incertitudes épicentrales 21
1.2.5 Des événements non tectoniques nombreux 24
1.3 **Le champ de contraintes** 24
1.4 **L'Aléa sismique** 27
1.5 **Vers de nouvelles méthodes de localisations de séismes** 29

La majorité des séismes se produit sur Terre aux frontières de plaques lithosphériques (figure I.1-1), principalement sur le pourtour du Pacifique et la boucle des Antilles, près des dorsales océaniques, ainsi que sur une zone située à la limite des continents Eurasiatique et Africain, des Açores à Java. Entre ces domaines de forte sismicité, on observe de vastes régions océaniques ou continentales presque entièrement asismiques : le Canada, la Sibérie, l'Afrique de l'Ouest, l'Australie, une partie de l'Ouest du continent américain et le nord de l'Europe. D'autres séismes, de moindre intensité, ont lieu dans les régions intracontinentales (à l'intérieur de ces grands ensembles lithosphériques) ; c'est le cas du Massif armoricain.

Depuis les débuts de la sismologie moderne et l'installation des premiers sismomètres, les zones les plus étudiées, recensant les plus gros séismes et conduisant aux plus gros dégâts, correspondent aux limites de plaques. Ces zones – comme la faille de San Andreas, la faille nord anatolienne ou encore la partie ouest des Andes – sont ainsi de mieux en mieux analysées et documentées. Mais, pendant longtemps, l'intérêt du sismologue était alors détourné des régions intracontinentales de sismicité faible à modérée.

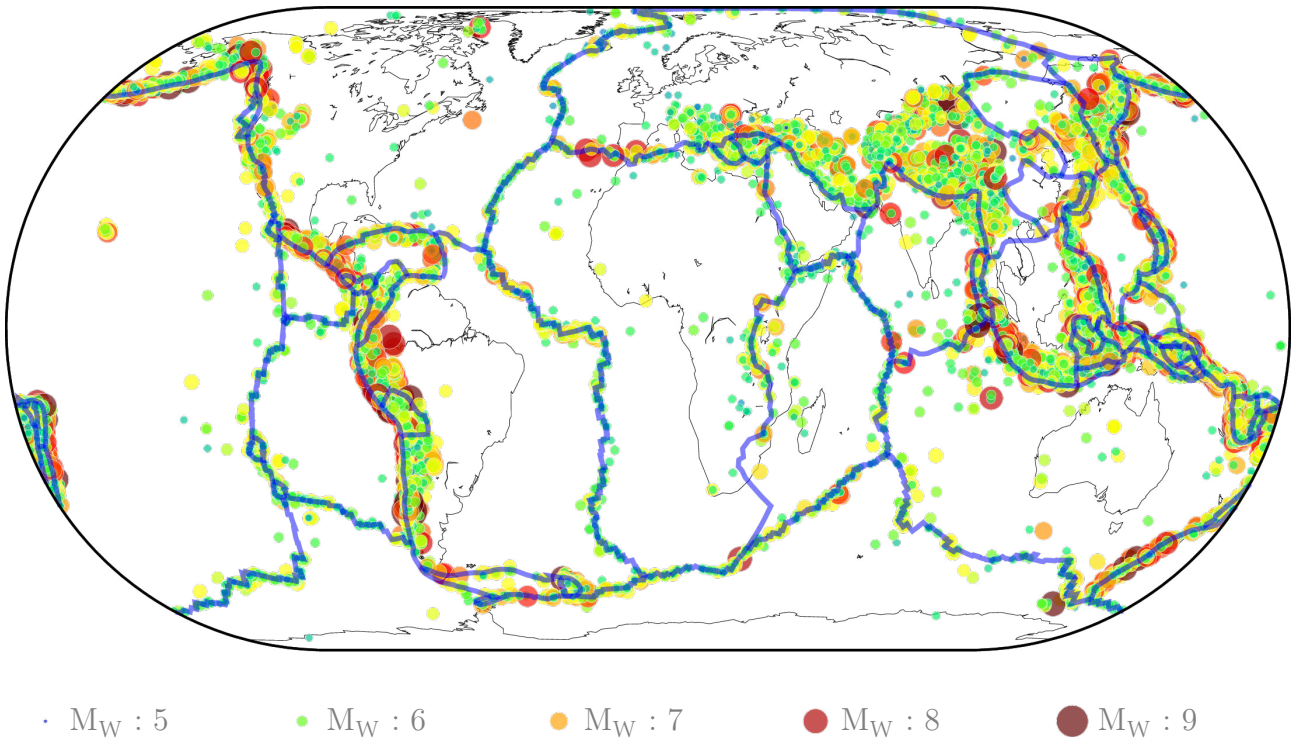


Figure I.1-1 – Sismicité instrumentale globale de 1904 à 2009 ; soient 24 365 événements tectoniques de magnitude de moment M_W supérieure ou égale à 5. Les épicentres et magnitudes sont issus de la version 3 du catalogue produit par International Seismological Centre & Global Earthquake Model (ISC–GEM) et commentés par Bondár & coll. (2015). Les contours des plaques (traits bleus) sont issus des travaux de Bird (2003).

1.1 La sismicité historique

Le Catalogue de la sismicité historique de la France (SisFrance) recense la sismicité métropolitaine depuis l'an mille. Il comprend 1 044 séismes, antérieurs à 1962 et possédant une estimation de la localisation (figure I.1-2). Huit séismes datent du Moyen Âge, au moins 14% ont eu lieu avant la Révolution française et 54% avant le XIX^{e} siècle. 80% de cette sismicité historique est associée à une valeur d'intensité épicentrale (Io) exprimée suivant l'échelle d'intensité MSK (Medvedev & coll., 1967). L'échelle MSK a été réactualisée en 1998 sous le nom EMS [1] (Grünthal, 2001), afin de mieux tenir compte des avancées dans les constructions parasismiques. L'intensité d'un séisme est une mesure relative des effets observés lors d'un séisme en un lieu donné (en opposition à la magnitude qui transcrit de manière absolue l'énergie du séisme). L'exhaustivité et la précision d'un tel catalogue sont principalement liées : hier, aux densités de population présente lors du séisme et de leur

1. EMS pour « European Macroseismic Scale », en anglais.

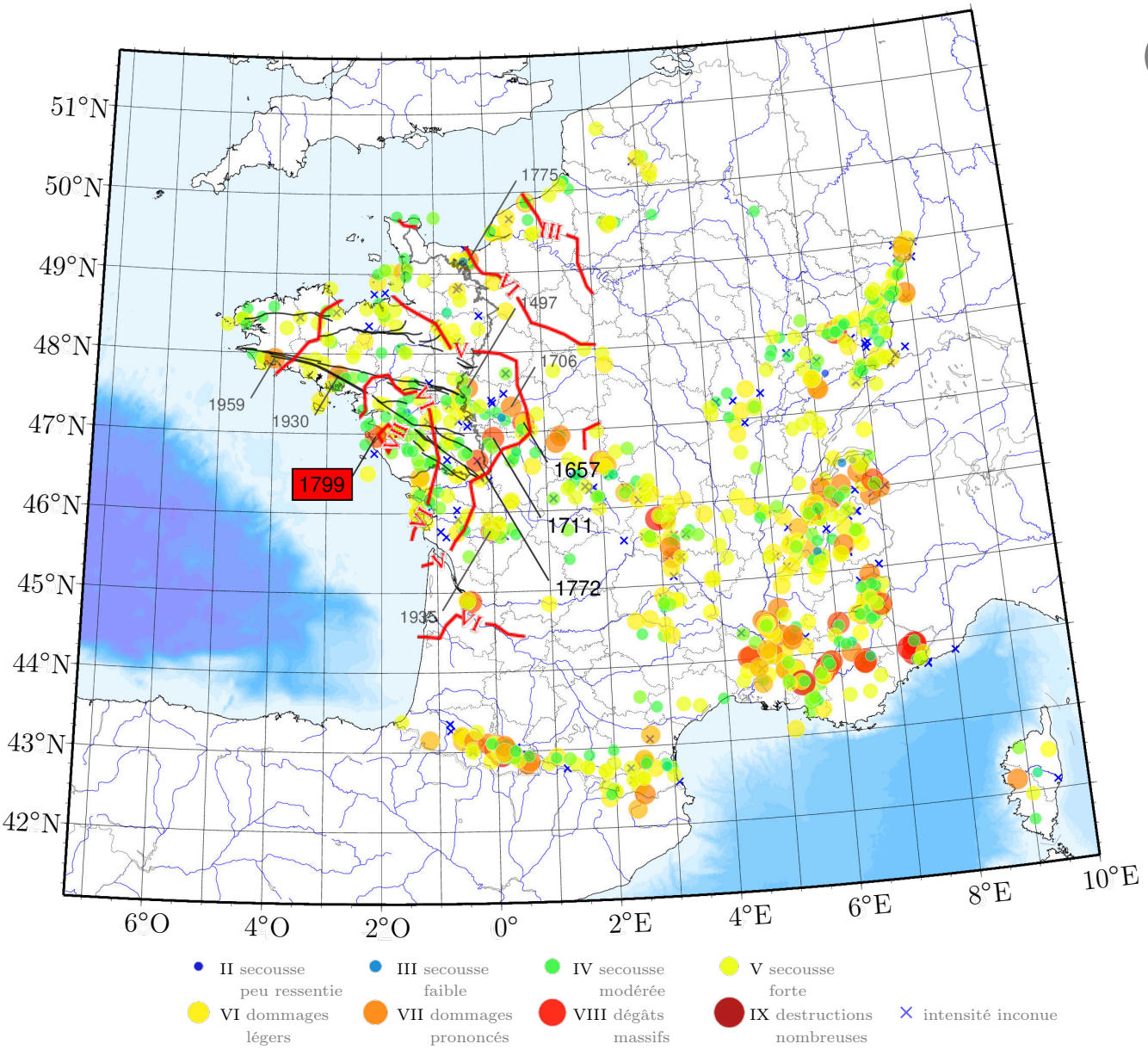


Figure I.1-2 – Sismicité historique en France métropolitaine (1142–1962) : soit 1 044 événements tectoniques (données : SisFrance, base de données nationale macrosismique de la sismicité historique et contemporaine ; consulté le 24/03/2016). Les intensités correspondent aux intensités épicentrales exprimées suivant l'échelle d'intensité MSK (Medvedev & coll., 1967). Pour les événements d'intensité épicentrale égale à VII, présents sur le Massif armoricain, l'année est notée en gris ; pour ceux d'intensité supérieure à VII, en noir. À titre d'exemple, les isoséistes du séisme du marais Breton du 25 janvier 1799 sont indiquées en rouge. Les principales failles du Massif armoricain (Cisaillements Nord- et sud-Armoricain), ainsi que la limite des terrains cristallins affleurants sont en noir.

témoignage ; et aujourd'hui, à notre capacité à trouver, transcrire et recouper les archives. De nos jours, après chaque évènement majeur survenu sur le territoire national, une enquête macrosismique est menée par le Bureau Central Sismologique Français (BCSF), afin d'acquérir une meilleure connaissance des variations spatiales des secousses sismiques, de calibrer les

séismes historiques et caractériser les effets produits par le séisme.

En France métropolitaine, la sismicité historique est modérée, et coïncide, au premier ordre, sur les grands ensembles montagneux (figure I.1-2). On observe la plus forte sismicité autour de l'arc alpin et particulièrement en Provence. Le Massif central, le Massif armoricain et les Vosges arborent une sismicité plutôt éparse, alors que les Pyrénées et le Fossé rhénan se singularisent par une sismicité très compacte. On note aussi que contrairement au Bassin aquitain (quasi asismique), le Bassin parisien possède une sismicité faible mais non négligeable (notamment au Nord, vers la Manche ou dans le pays de Bray).

Sur le Massif armoricain, 237 événements tectoniques sont recensés, correspondant à près d'un quart de la sismicité historique métropolitaine. Certains séismes, comme par exemple celui du 6 pluviôse de l'an VII de la République (25 janvier 1799), d'intensité épicentrale VIII (figure I.1-2), ont marqué l'histoire du Massif armoricain comme en témoigne M. Mignon (commissaire du Directoire exécutif auprès du canton de Bouin) :

> « *Quoiqu'assez maltraitée, la ville [Bouin] ne l'est point autant que le marais, des quartiers surtout sont abîmés, des maisons ont écroulé en entier, les habitants obligés de se sauver par les brèches des murs et de la toiture. D'autres maisons, les murs au ras des terres, se sont détachées de leurs fondements et déportées soit en avant soit en arrière.* »
>
> *Archives départementales de Vendée (Série L 222)*

Les isoséistes (isocontours d'intensité sismique) de ce séisme sont indiquées sur la figure I.1-2, on remarque ainsi que les secousses ont été ressenties sur plus de la moitié de la France métropolitaine. On notera encore les séismes de Sainte-Maure-de-Touraine (15/02/1657), du Poitou (06/10/1711 ; 09/01/1772), la crise sismique de Rouillac en Charente (entre le 18/07/1935 et le 24/08/1936) ou les séismes du 09/01/1930 et du 02/01/1959 (p. ex., Gautier, 1975) qui semblent situés à proximité de la branche sud du Cisaillements sud-Armoricain. La sismicité du Massif armoricain est typique des régions intracontinentales à faible taux de déformation, impliquant une période de retour longue des événements sismiques majeurs avec un séisme fortement destructeur et quatre séismes responsables de dommages sévères en moyenne par siècle sur mille ans d'histoire.

1.2 La sismicité instrumentale

La sismicité instrumentale désigne l'ensemble des tremblements de terre dont les ondes ont été enregistrées par des sismomètres. Dans l'Hexagone, la sismicité instrumentale (fi-

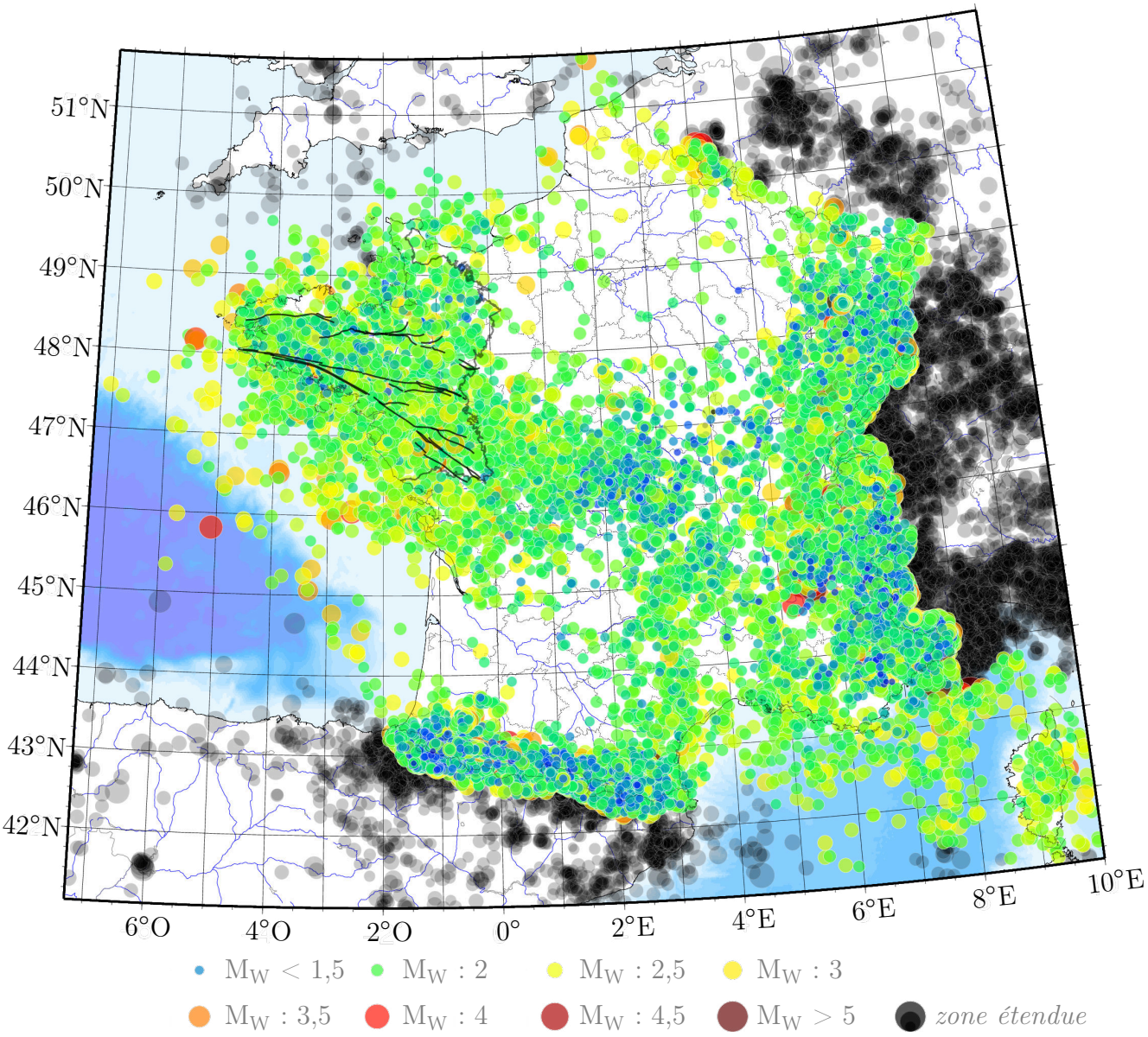


Figure I.1-3 – Sismicité instrumentale de 1962 à 2009 en France métropolitaine : soit 50 607 événements tectoniques (données : Si-Hex, Cara & coll., 2015), dont 38 026 séismes métropolitains présents dans la « zone Si-Hex » (en couleur sur la carte) et 12 581 hors des frontières dans une « zone étendue » (en noir sur la carte ; Antoine Schlupp & Michel Cara, *communication personnelle*, novembre 2015). Les séismes sont triés par date, les plus récents recouvrant les plus anciens. Les magnitudes et localisations des séismes hors du territoire métropolitain sont données à titre indicatif et ne sont pas issues des catalogues étrangers de référence, ou du catalogue EMSC d'échelle européenne.

gure I.1-3) est souvent qualifiée de modérée. Elle met en lumière les mêmes zones sismogènes que la sismicité historique (figure I.1-2). Ainsi, l'est de la France est le lieu de nombreux séismes depuis la Provence, jusqu'au Fossé rhénan et les Ardennes, en passant par l'arc alpin. Les Pyrénées, le Massif central et le Massif armoricain sont aussi actifs. On remarque aussi une sismicité non négligeable en mer Méditerranée, ainsi que sur le plateau continental

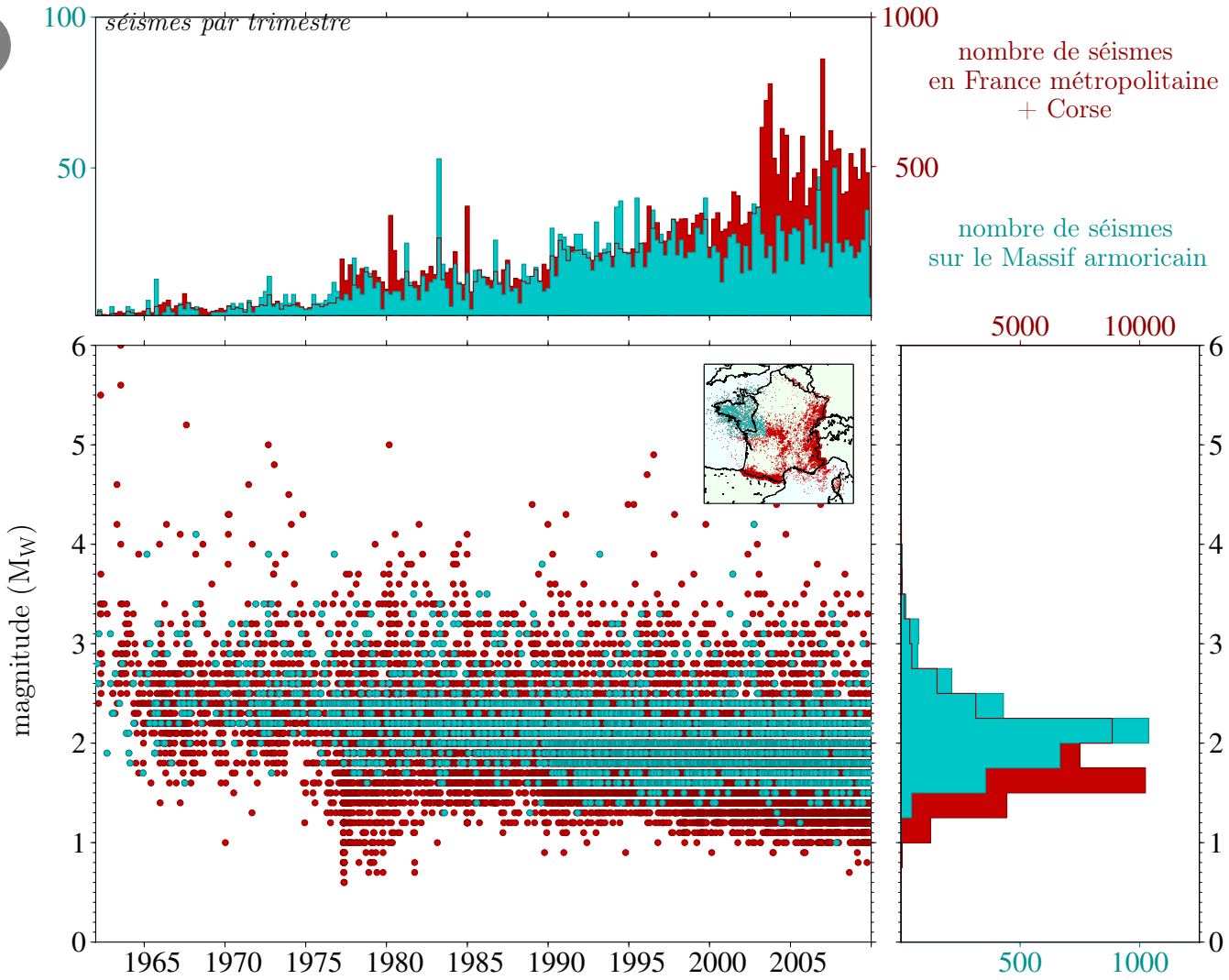


Figure I.1-4 – Comparaison entre les sismicités instrumentales métropolitaines et armoricaines : la sismicité métropolitaine (dont armoricaine) est en rouge ; la sismicité armoricaine est en bleu. On note ici que les échelles sont différentes entre les deux sismicitées (données : Si-Hex, Cara & coll., 2015).

atlantique ou dans la Manche. Les bassins aquitain et parisien semblent, quant à eux, presque asismiques.

Entre 1962 et 2009, on dénombre 2 926 séismes sur le Massif armoricain [1, 2], ce qui correspond à 7,7 % de la sismicité métropolitaine (figure I.1-3). Le séisme d'Oléron du 7 septembre 1972 est le tremblement de terre majeur de la région armoricaine sur la période instrumen-

1. Dans cette section et pour des raisons pratiques, nous définirons le Massif armoricain comme la zone dont la latitude est comprise entre 46°N et 50°N et la longitude entre 6°O et 1°E.

2. Une grande partie des localisations hypocentrales sur le Massif armoricain issue du catalogue Sismicité Instrumentale de l'Hexagone (Si-Hex) provient des travaux de Arroucau (2006), avec plus de 1 500 séismes de 1980 à 2004 relocalisés.

tale (Io=VII, M_L=5,7). L'activité sismique proche de l'Île d'Oléron est aussi marquée par trois fortes crises : 1958, 1972-1973, 1976-1977 et plus récemment par un séisme important (M_L=5,2, 28 avril 2016). La sismicité instrumentale atteste aussi d'événements notables, on notera ainsi le séisme de Machecoul en 1968 (Io=V), le séisme de Lorient en 2002 (M_W=4,3, Perrot & coll., 2005) et le séisme de Vannes du 21 novembre 2013 (M_W=3,5, Haugmard & coll., 2016).

L'évolution de la sismicité instrumentale métropolitaine (figure I.1-4) montre une augmentation du nombre de séismes avec le temps. Cette évolution est représentative de l'élargissement du réseau (densification, homogénéisation ; figure I.1-5) et de l'usage de moyens de traitement plus performants (donnée numérique, signal continu, utilisation du GPS, ...), illustrant une meilleure détectabilité des événements. Mais, en aucun cas, elle n'est l'image d'une augmentation de la sismicité. L'année 1976 marque l'abandon du format papier, puis l'extension du réseau de stations sismologiques. C'est ainsi que, à partir de la fin des années 70, les séismes de magnitude $M_W \leq 2$ commencent à être recensés. Depuis les années 2000, l'augmentation du nombre de séismes sur le Massif est plus faible que sur le reste de la France métropolitaine, traduisant principalement une évolution plus lente du réseau sismologique (avant 2011, seuls 5 stations sismologiques large bandes étaient présentes sur le Massif armoricain) et des connaissances régionales.

La répartition en magnitudes des séismes est proportionnelle entre la France métropolitaine et le Massif armoricain, pour des magnitudes $M_W \geq 1{,}75$ (figure I.1-4). Mais, il semble que le Massif armoricain ait un déficit de séismes de faibles magnitudes. De la même façon, en regardant attentivement la figure I.1-3, on peut constater un manque relatif de séismes de faibles magnitudes (points bleus) dans l'ouest de la France. Cette absence relative d'événements de magnitudes $M_W \leq 1{,}75$ est principalement liée à la faible couverture de stations sismologiques de la région (figure I.1-5), mais peut aussi trouver son origine dans une potentielle sur-estimation systématique des magnitudes par le LDG (Cara & coll., 2015 ; Denieul, 2014 ; Denieul & coll., 2015). L'absence de séismes dans le Bassin parisien (figure I.1-3) doit être reliée au fait qu'aucun sismomètre n'y ait jamais été installé, malgré le fait que la surface de ce bassin représente un quart du territoire métropolitain. Le poids de la couverture sédimentaire mésozoïque (d'une épaisseur inférieure à ~ 3 km sur le Bassin parisien) ne peut être une explication suffisante.

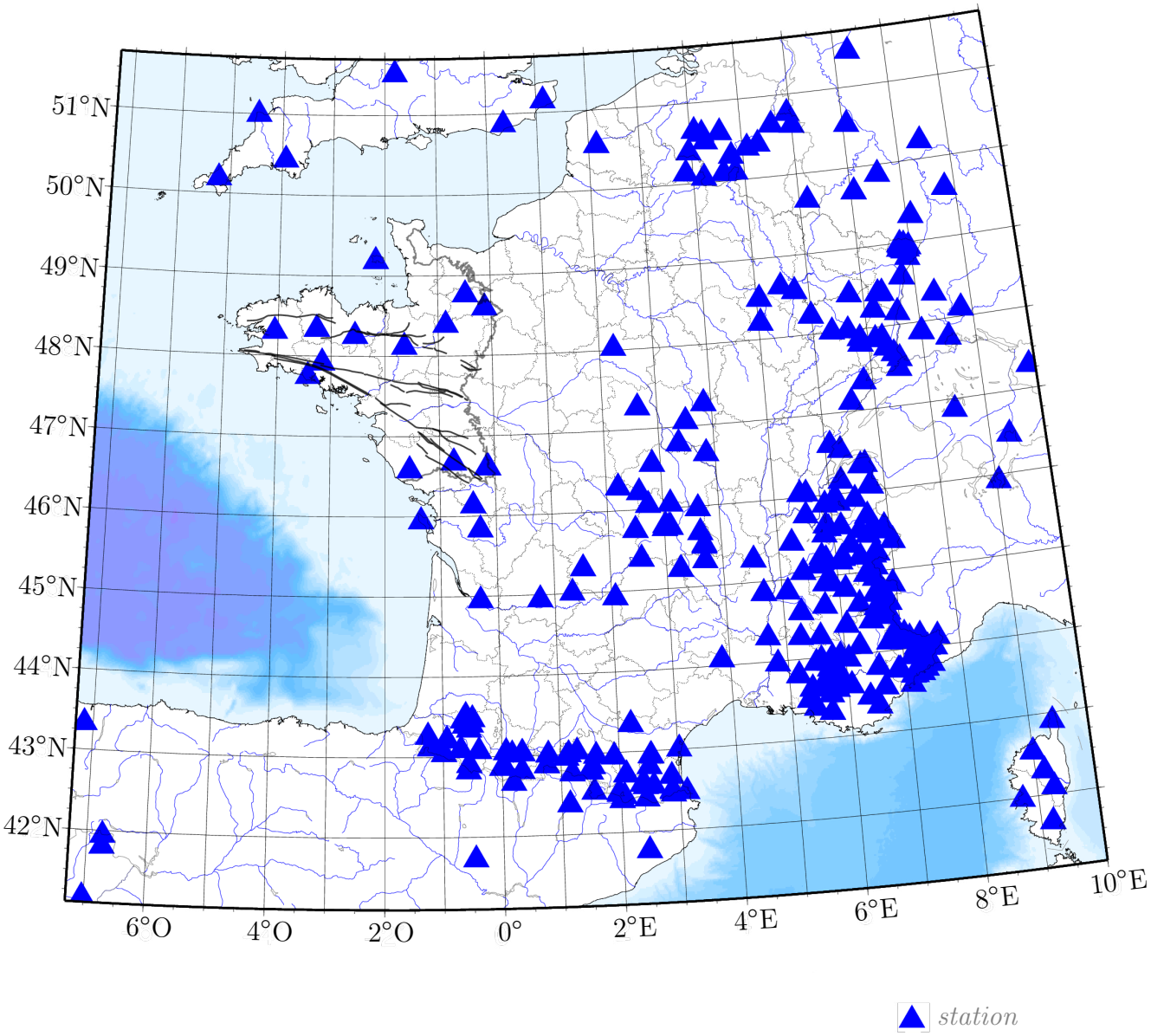


Figure I.1-5 – Carte de stations sismologiques en France métropolitaine (fin des années 2000).

1.2.1 Une sismicité diffuse ?

La sismicité du Massif armoricain est généralement décrite comme apparemment diffuse (p. ex., Judenherc & coll., 2002). En effet, les séismes ne sont pas répartis le long de failles ou concentrés sous la forme de petits groupes compacts (sauf sur Oléron et lors de quelques crises sismiques) et Arroucau (2006) démontre l'existence d'une ceinture à forte densité de séismes, large d'environ 100 km et orientée nord-ouest/sud-est sur une distance de 600 km. On peut se demander si ce caractère diffus, est une donnée intrinsèque, liée à l'histoire géologique du Massif armoricain (un large réseau de failles héritées entrecoupées, toutes

susceptibles de relâcher des contraintes) ou un biais observationel (localisation imprécise des séismes enregistrés par un réseau de stations sismologiques peu dense et azimutalement hétérogène).

1.2.2 Une profondeur des séismes imprécise

Les profondeurs des séismes du catalogue Si-Hex sont des valeurs entières, généralement fixées à 2, 5, 8, 10, 15 ou 20 km. Ainsi, 50% des séismes sont à moins de 10 km de profondeur et la quasi totalité sont à une profondeur égale ou inférieure à 20 km. On observe peu de différences entre la distribution en profondeur des séismes sur le territoire métropolitain et le Massif armoricain. De la même façon, il n'y a pas de différences significatives entre les différents ensembles du Massif armoricain (p. ex., entre la partie cadomienne et la partie hercynienne du Massif).

1.2.3 Une magnitude de complétude élevée

La magnitude de complétude est la magnitude minimale au dessus de laquelle on considère un catalogue comme exhaustif. On utilise ici la magnitude de moment, M_W (Hanks & Kanamori, 1979), issue du catalogue Si-Hex (Cara & coll., 2015 ; Denieul, 2014 ; Denieul & coll., 2015). Une façon de mesurer la magnitude de complétude, est d'utiliser une loi de type Gutenberg-Richter. Cette loi définie la décroissance exponentielle du nombre de séismes avec la magnitude,

$$log_{10}(N) = A - bM_W, \tag{I.1-1}$$

avec N le nombre cumulé de séismes dont la magnitude de moment est supérieure à M_W, A est une constante et b caractérise le comportement sismique de la zone étudiée. On constate que les lois de Gutenberg-Richter pour la France métropolitaine et le Massif armoricain diffèrent (figure I.1-6) ; la magnitude de complétude pour l'ensemble du territoire métropolitain est de 1,25–1,5, alors que sur le Massif armoricain, elle est de 1,75–2. Ce qui indique que le catalogue est incomplet pour les petits séismes, et plus particulièrement dans l'ouest de la France. À partir du niveau de bruit sismique aux stations et de leur répartition sur le territoire, Pestourie (2014) observe de fortes magnitudes de complétude sur le nord-ouest de la France, surtout dans le Finistère. Un détail plus complet de la variation latérale et

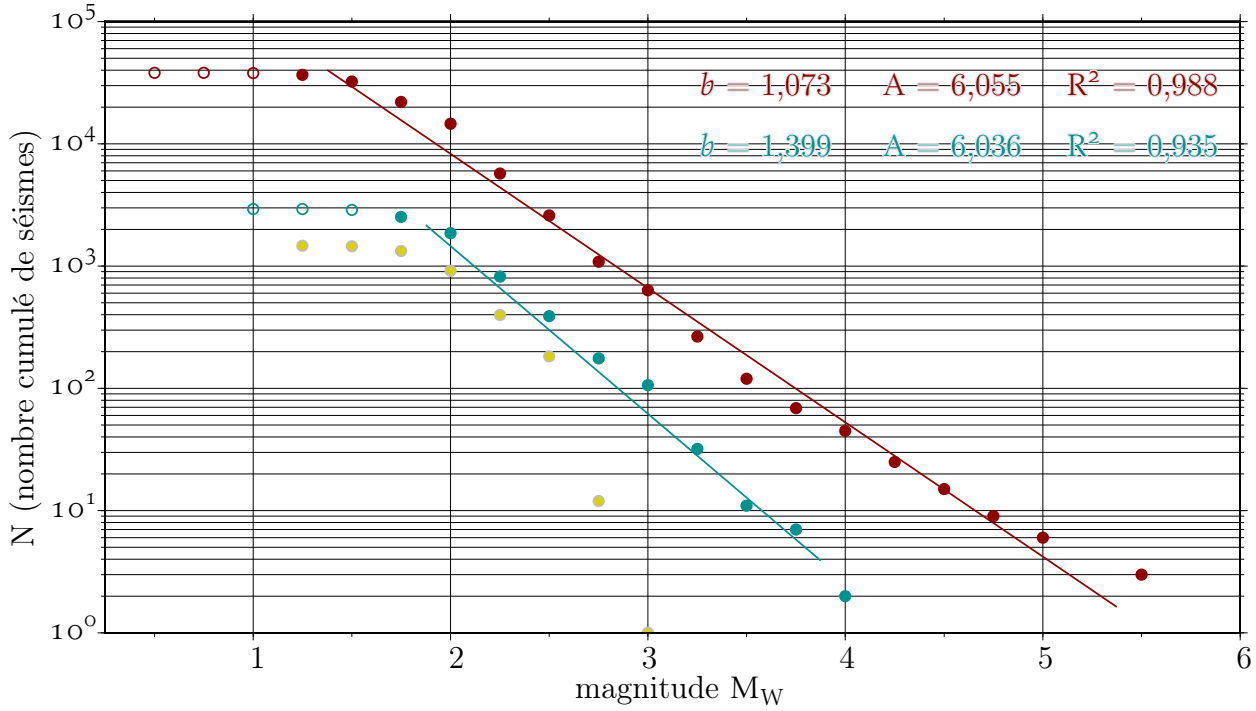


Figure I.1-6 – Loi de Gutenberg-Richter : en France métropolitaine et sur le Massif armoricain (données : Si-Hex, Cara & coll., 2015). Les valeurs A et b sont les coefficients de l'équation I.1-1, pour les logarithmes décimaux des nombres cumulés de séismes sur les droites de régression, déterminées par les points pleins. Les événements non tectoniques de la figure I.1-11 sont aussi représentés. R est le coefficient de corrélation linéaire de Bravais-Pearson.

temporelle de la magnitude de complétude est présenté sur la figure I.1-7, montrant toujours des magnitudes de complétude relativement élevées sur le Massif armoricain.

Si l'on compare, pour des faibles magnitudes M_W, telles que $1 \leq M_W < 1,5$, le catalogue et le nombre de séismes prédit par les lois de Gutenberg-Richter extrapolés de la figure I.1-6, on recense un déficit observationnel de ~65 000 séismes pour l'ensemble de la France, contre ~39 000 (~60 %) pour le Massif armoricain. Si, pour une magnitude $1,75 \leq M_W < 3,5$, on estime maintenant la proportion théorique de sismicité armoricaine dans le catalogue Si-Hex, on obtient une valeur plus forte : 15,7% ±5,8%, alors que nous avions noté précédemment que la sismicité armoricaine pesait pour seulement 7,7 % de la sismicité totale de la France métropolitaine.

Sur la figure I.1-6, la loi de Gutenberg-Richter semble prédire uniquement des événements de magnitude $M_W \leq 4,5$ pour l'ouest de la France. Cependant, ce catalogue est constitué sur une période d'observation d'environ 50 ans, éventuellement inférieure à la période de retour

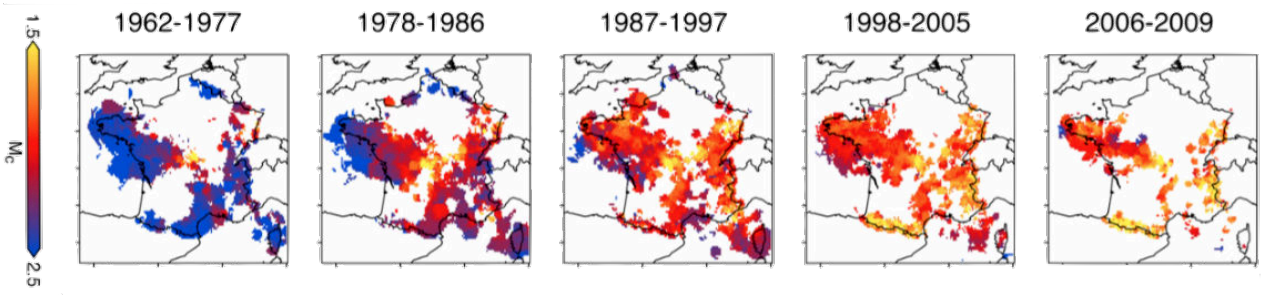


Figure I.1-7 – Variations latérales de la magnitude de complétude M_C de 1962 à 2009 (SI-HEX, rapport final Béthoux & coll., 2013, p. 21).

des séismes les plus importants.

1.2.4 De fortes incertitudes épicentrales

Un point majeur, lorsqu'on décrit l'épicentre d'un séisme, est d'associer des incertitudes aux valeurs de longitude et latitude. L'ensemble de la sismicité instrumentale du catalogue SI-HEX de la figure I.1-3 est maintenant représenté avec des ellipses d'incertitudes (figure I.1-8). L'utilisation d'ellipses permet, en outre, de décrire la covariance des paramètres épicentraux. De manière générale, l'élongation des ellipses est liée à la géométrie et à l'évolution temporelle du réseau de stations sismologiques (figure I.1-5). Elle est souvent maximale perpendiculairement au grand cercle passant par le maximum de stations sismologiques. Dans la figure I.1-8, les élongations montrent un schéma cohérent avec la répartition du réseau de stations sur le territoire, avec :

— des élongations perpendiculaires aux principales chaînes de montagnes et aux frontières (Pyrénéens, Alpes occidentales, Vosges) ;

— des élongations formant ensemble des grands cercles autour de sous ensembles compacts de stations sismologiques (autour du Var, du Cotentin, de Brest, ...) ;

— des élongations perpendiculaires à la côte (côte vendéenne, malouine, seinomarine et méditerranéenne).

Au premier coup d'œil, il semble que les ellipses soient plus petites sur le Massif armoricain que sur l'ensemble du territoire métropolitain. Cependant, quand on compare dans le détail les deux populations, on s'aperçoit sur la figure I.1-9 que les ellipses armoricaines sont proportionnellement plus grandes. Ainsi, 50% des séismes armoricains possèdent une ellipse

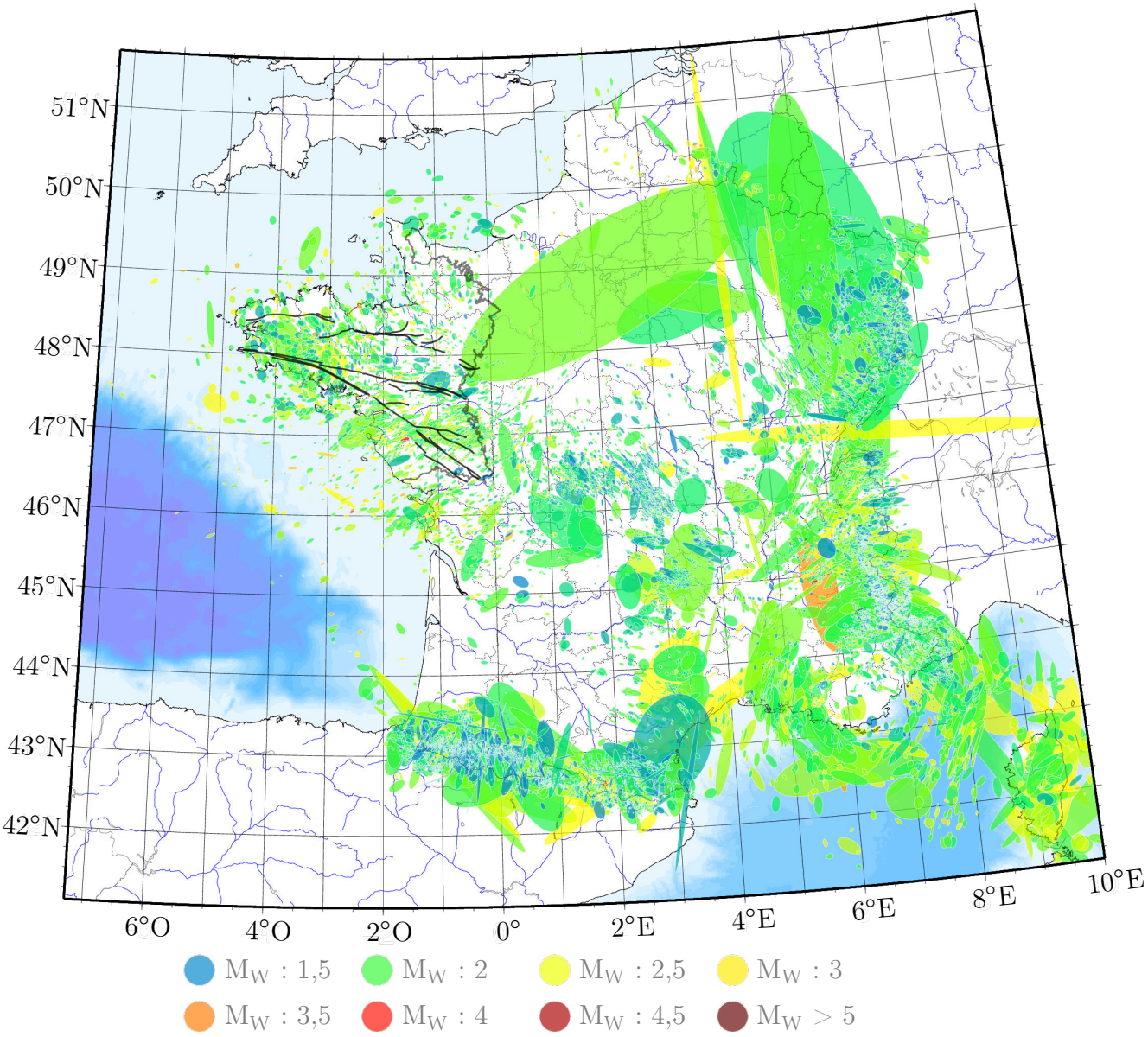


Figure I.1-8 – Incertitudes épicentrales (1σ) de la sismicité instrumentale de 1962 à 2009 : soit 31 915 événements tectoniques de magnitude M_W supérieure à 1,5 (données : d'après Si-Hex, Cara & coll., 2015, distribuées par Yves Cansi & Sophie Merrer, *communication personnelle*, mai 2016). Ces localisations « homogènes » sont calculées avec le programme LocGSE du Laboratoire de Détection et de Géophysique du DAM-CÉA (LDG) en suivant le modèle de Terre *AK135* issu de Kennett & coll. (1995).

d'incertitudes (2σ) dont le demi-grand axe est d'au moins 13 km, contre 8 km pour l'ensemble de la France.

L'évolution au cours du temps de la surface des ellipses atteste d'une plus forte réduction des incertitudes sur l'ensemble de la France que sur le Massif armoricain, surtout depuis le début des années 90 (figure I.1-10) correspondant à la densification progressive du réseau

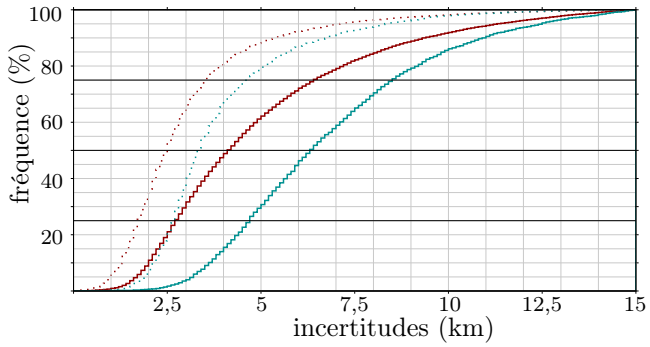


Figure I.1-9 – Distributions cumulées des incertitudes (1σ), correspondant au demi-grand axe (trait plein) et demi-petit axe (trait pointillé) de l'ellipse des événements de la figure I.1-8, en France métropolitaine (dont le Massif armoricain) et dans le Massif armoricain.

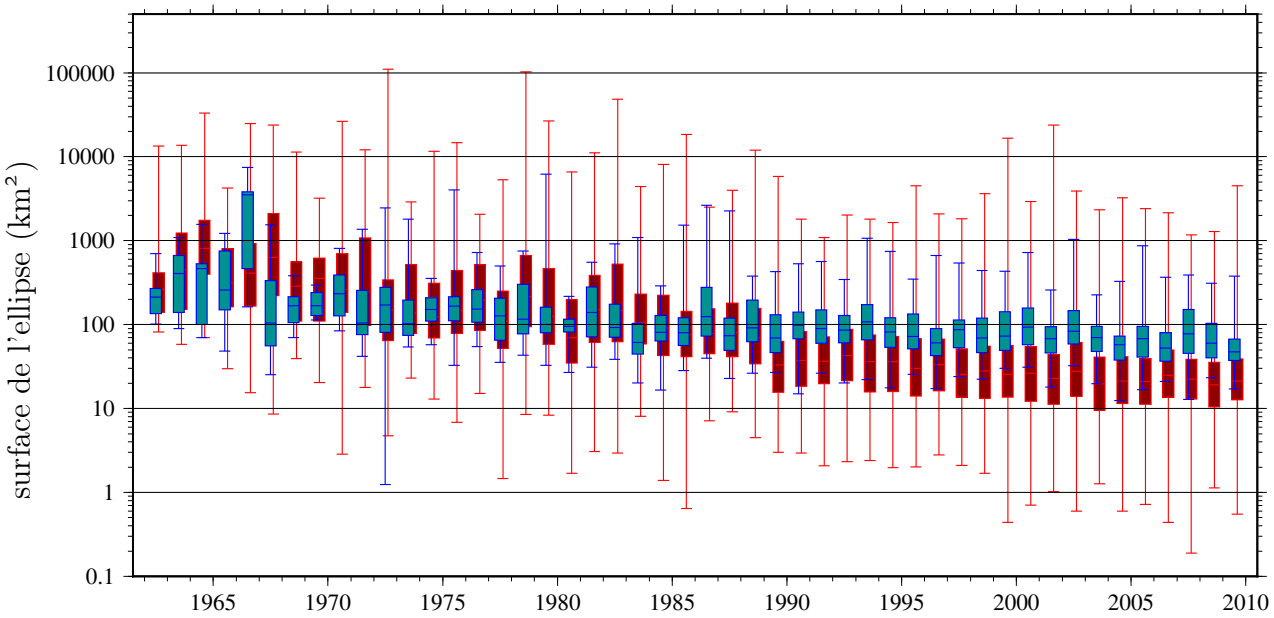


Figure I.1-10 – Évolution de la surface des incertitudes (1σ) au cours du temps des événements de la figure I.1-8, en France métropolitaine (dont le Massif armoricain) et dans le Massif armoricain (les deux jeux de données sont légèrement décalés en temps pour plus de lisibilité). Les « boites à moustaches » correspondent à la médiane entourée des quartiles ; alors que les bornes indiquent les extrema.

de stations sismologiques (figure I.1-5). Pour une année donnée, les variations de surfaces d'incertitudes sont plus faibles dans l'ouest de la France. Ainsi, peu d'événements armoricains ont des ellipses supérieures à 1 000 km² (le double de la superficie de Nantes Métropole) ou inférieures à 10 km² (le double de la superficie de l'île de Nantes).

1.2.5 Des événements non tectoniques nombreux

Les événements non tectoniques sont les tirs de carrières, les tirs en mer, les manœuvres militaires, les opérations de déminage, ou les accidents industriels (p. ex., l'explosion d'un stock de nitrate d'ammonium, le 21 septembre 2001, près de Toulouse). Pour le Massif armoricain, on dénombre ainsi au moins 1 467 événements non tectoniques (figures I.1-11 et I.1-6), en plus des 2 926 séismes naturels.

Un effort important a été fourni lors de la création du catalogue Si-Hex (Cara & coll., 2015) pour isoler les événements naturels, des événements non tectoniques. La partie anthropique du catalogue n'est donc pas exhaustive et représente seulement une partie des événements enregistrés, conservés puis discriminés. La sismicité observée (non naturelle) est donc pour au moins un tiers *contaminée* par des événements anthropiques (par comparaison, ce chiffre chute à ~15% pour les Alpes, Potin, 2016). Hormis pour un petit nombre d'événements de magnitudes $M_W \geq 2{,}75$, la proportion d'événements tectoniques et non-tectoniques est invariante en fonction de la magnitude (figure I.1-6).

Pour autant, l'utilisation de ces événements (dont on connait *a priori* bien l'épicentre, dont la profondeur est généralement nulle et le temps initial parfois bien contraint) permet de vérifier le comportement des méthodes de localisation, de mieux comprendre le trajet des ondes sismiques et la répartition de retards systématiques aux stations, mettant en évidence des variations latérales des vitesses sismiques régionales mises en jeux.

1.3 Le champ de contraintes

Les mécanismes au foyer du Massif armoricain actuellement publiés (Nicolas & coll., 1990 ; Delouis & coll., 1993 ; Amorèse & coll., 2000 ; Mazabraud & coll., 2005 ; Perrot & coll., 2005, voir figure I.1-12) ne permettent pas de déterminer la nature du champ de contraintes dans le Massif armoricain de manière univoque. Une densification du réseau et l'utilisation

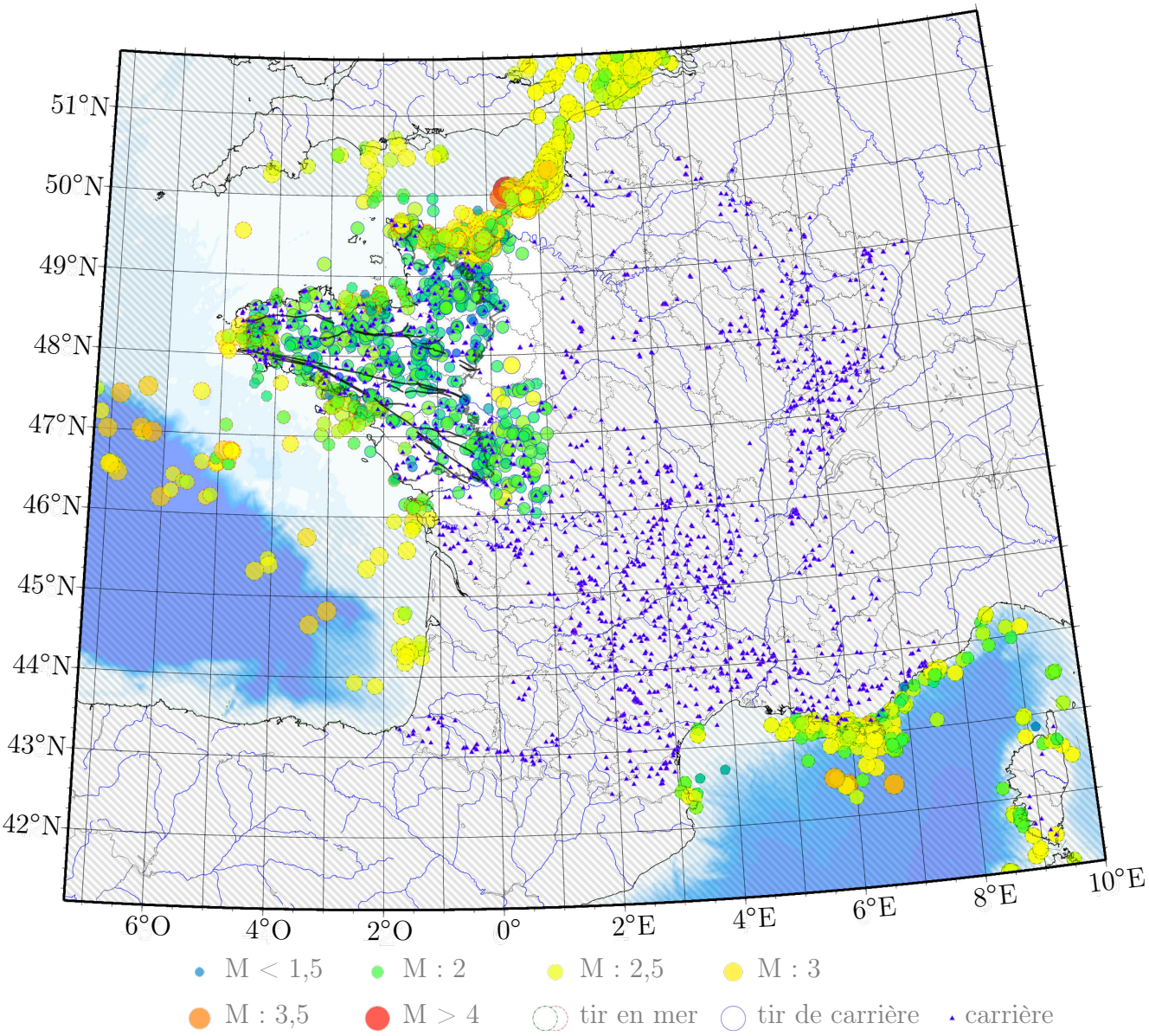


Figure I.1-11 – Événements sismiques non tectoniques en France métropolitaine. Dans le Massif armoricain (zone claire), on observe 871 tirs de mines ou coup de terrain (cercle bleu plein), avérés ou suspectés, ainsi que 681 tirs en mer (cercle rouge tireté), recensés entre 1975 et 2003 (données : d'après Si-Hex, Cara & coll., 2015, distribuées par Sophie Merrer, *communication personnelle*, janvier 2016). Les magnitudes sont des magnitudes de moment, M_W. Ce catalogue n'est en rien exhaustif et représente seulement une partie visible de la sismicité anthropique. Dans le reste de la France métropolitaine (zone hachurée en gris), 1 548 événements tirs en mer (cercle vert pointillé) sont recensés entre 1988 et 2011, avec une magnitude locale M_l comprises entre 1,5 et 4,4 (données : Yves Cansi, *communication personnelle*, 2011). Les triangles bleus représentent une liste des carrières exploitées en France (Pascal Guterman, *communication personnelle*, octobre 2015, d'après Fréchet & Thouvenot, 2012).

de méthodes adaptées pour la localisation précise des séismes – notamment en profondeur – conduira à l'avenir à une meilleure connaissance du champ de contraintes du Massif.

I

Malgré tout, l'étude des mécanismes au foyer montre la prédominance de failles senestres à composante inverse dans la partie nord, et des failles normales à composante dextre dans la partie sud (Mazabraud, 2004). La compression maximale horizontale apparait orientée nord-ouest/sud-est (Nicolas & coll., 1990 ; Amorèse & coll., 2000) et l'extension maximale nord-est/sud-ouest.

Ces contraintes horizontales pourraient être induites par la compression due à l'expansion océanique au niveau de la ride médio-océanique de l'Atlantique d'une part, et à la compres-

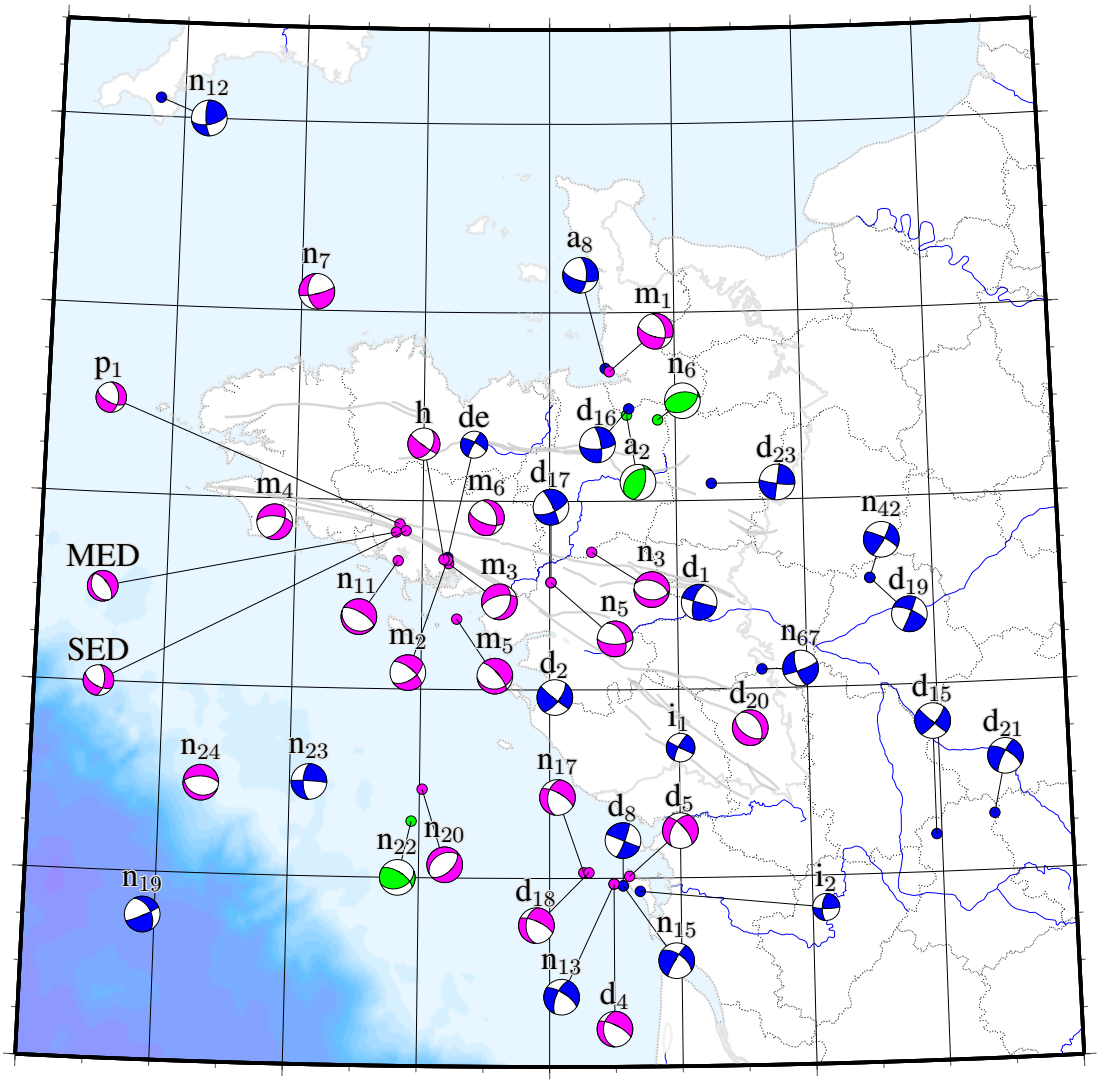
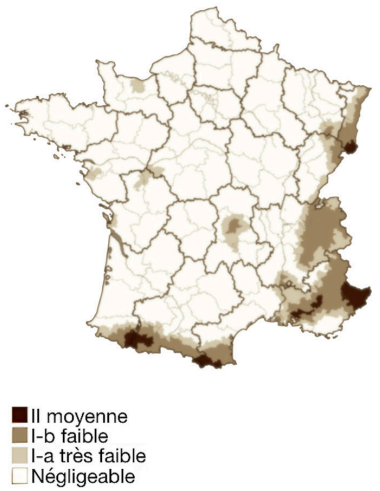


Figure I.1-12 – Mécanismes au foyer du Massif armoricain. Seules les solutions qualifiée par chaque auteur de *bonne qualité* sont représentées. Un même séisme peut avoir plusieurs solutions. Les lettres et numéros correspondent à la littérature : n, Nicolas & coll. (1990) ; a, Amorèse & coll. (2000) ; MED-SED-p, Perrot & coll. (2005) ; m, Mazabraud & coll. (2005) ; d, Delouis & coll. (1993) ; de, Delouis (*communication personnelle*, 2013) ; h, Hernandez & coll. (2014) ; i, International Seismological Centre (ISC). Les mécanismes au foyer en vert montrent un régime compressif, en bleu un régime décrochant et en fuchsia un régime extensif.

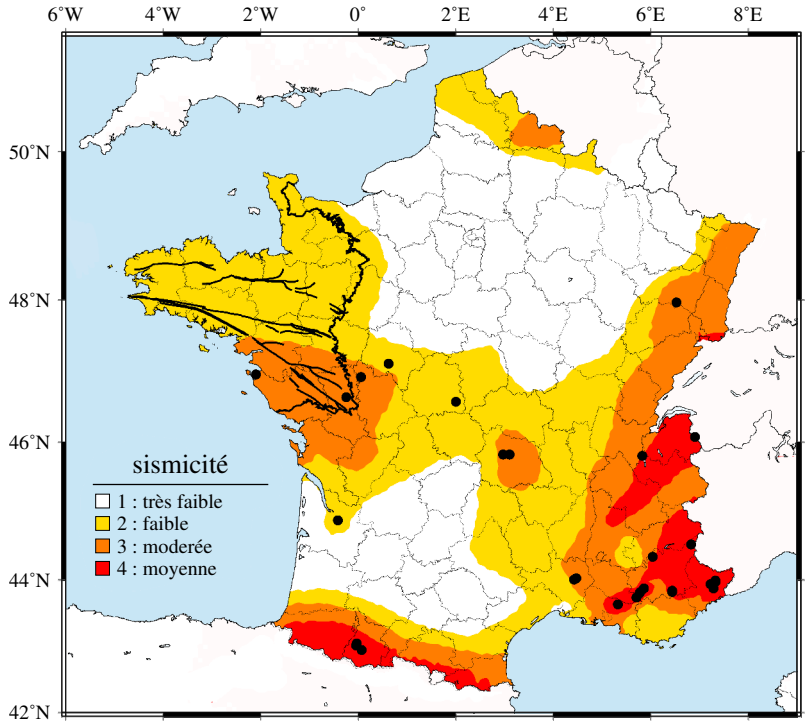
sion alpine, d'autre part (Gölke & Coblentz, 1996). Mais, les vitesses de déformation associées aux structures sismogènes intraplaques, semblent – contrairement aux limites des plaques tectoniques – extrêmement faibles (Smalley & coll., 2005a,b ; Frankel & coll., 2012) voire imperceptibles (Calais & coll., 2005 ; Craig & Calais, 2014). En l'absence d'accumulation de contraintes actuelles, le mécanisme de déclenchement des séismes demeure insaisissable : *quel(s) est(sont) le(s) processus qui contrôle(nt) le déclenchement et la répétition dans le temps des tremblements de terre intraplaques, dont la magnitude peut parfois être importante ?* La compensation isostatique depuis la dernière déglaciation pourrait en partie expliquer la composante extensive de la déformation.

1.4 L'Aléa sismique

Compte tenu du réseau important de failles héritées, le risque d'un séisme majeur dans le Massif armoricain semble limité (Gautier, 1975). Pour autant, des séismes importants sont



(a) Ancien zonage sismique jusqu'au 30/04/2011 (décret n°91–461 du 11/05/1991) ;



(b) Nouveau zonage sismique depuis le 01/05/2011 (décret n°2010–1255 du 22/10/2010), les limites ainsi que les failles majeures du Massif armoricain sont indiquées en noir, les points correspondent aux séismes historiques d'intensité épicentrale supérieure à VII.

Figure I.1-13 – Ancien et nouveau zonage sismique de la sismicité métropolitaine.

occasionnellement enregistrés dans un contexte intracontinental, à l'image des séismes de New Madrid (Missouri, États-Unis) dont les magnitudes peuvent être supérieures à sept (Nuttli, 1973). Un autre exemple de fort séisme intracontinental est l'événement de magnitude $M_W \simeq 8$, survenu en Suède, il y a 9 000 ans environ, à la fin de la glaciation du Vistulien. Ce séisme est peut-être le séisme européen le plus important, il laissa à la surface une faille longue de 150 km d'un rejet d'une dizaine de mètres (faille de Pärvie, d'après Arvidsson, 1996).

L'aléa sismique dans l'Hexagone découle des observations de la sismicité historique et instrumentale. La révision du zonage sismique de la France a été amorcée par l'arrivée du nouveau code européen de construction parasismique (EuroCode volet 8, ou EC8). Selon l'EC8, la conception parasismique des constructions est définie afin d'assurer la protection des vies humaines, la limitation des dommages aux structures et la continuité opérationnelle des constructions importantes pour la sécurité civile. Le risque sismique évalué est le produit de l'aléa sismique (probabilité de faire face à un mouvement sismique d'une certaine ampleur à un endroit donné) et la vulnérabilité des enjeux exposés (bâtiments, infrastructures, populations, *etc*) sur un territoire défini. Les cartes de zonage de la sismicité (figure I.1-13) définissent alors l'aléa, et sont évaluées aujourd'hui lors d'une approche probabiliste en trois étapes : i) la reconnaissance des zones sismogènes ; ii) le développement d'un modèle de sismicité estimant les taux annuels d'occurrence des magnitudes possibles pour chacune des zones ; iii) la sélection d'un modèle de prédiction du mouvement du sol produit par ces séismes. Il s'agit de calculer la probabilité qu'un mouvement sismique maximal se produise au moins une fois, en un endroit et une période de temps donnée. La période de retour préconisée par les EC8 est de 475 ans ; elle correspond, suivant la loi de Poisson, à une probabilité de 10% de connaître une accélération réglementaire sur 50 ans (durée de vie moyenne d'un ouvrage). L'amélioration de la connaissance de la sismicité historique (période pré-instrumentale) et l'acquisition de nouvelles données de sismicité instrumentale depuis 1984 (issues des catalogues fournis par les réseaux de surveillance), ont donc rendu possible la révision du zonage sismique. En comparaison avec le zonage de 1991 (figure I.1-13a), on observe une importante extension de la zone 2 (figure I.1-13b). Depuis le 1er mai 2011, 60 % des communes françaises sont situées en zones 2–5 (contre seulement 14 % en zones I-a–III dans le zonage de 1991), ainsi 25 % des communes sont concernées par les règles

parasismiques pour toute construction neuve (zones 3 à 5). Certaines zones, notamment dans le nord et le Massif armoricain, apparaissent maintenant sismogènes, relatant une meilleure connaissance relative de la sismicité locale.

Dans le cas de l'ouest de la France où la sismicité semble diffuse et les failles mal connues, le zonage de la sismicité n'est pas identifié le long des failles présumées actives ou par petits groupes isolés, mais sur de larges régions supposées homogènes, dont les superficies sont bien au-delà du découpage en communal. Ainsi, la grande zone de sismicité faible (2) de l'Ouest, suit principalement les contours des terrains cristallins émergents du Massif armoricain. Mais, elle s'étend aussi au sud et englobe presque l'estuaire de la Garonne, là où la couverture sédimentaire du Bassin aquitain est la plus tenue. À l'est, elle est reliée avec les terrains cristallins du Massif central. Cette zone recoupe l'ensemble de la sismicité armoricaine (figures I.1-2 et I.1-3). La zone de sismicité modérée (3) est, quant à elle, bornée au nord par la faille Nord-sur-Erdre, à l'est par le seuil du Poitou, et au sud par la limite des affleurements jurassiques. Elle se prolonge au sud-ouest pour encercler l'île d'Oléron. On remarque que cette zone intègre bien les séismes historiques d'intensité épicentrale supérieure à VII, induisant, selon la nomenclature, des « dégâts massifs » (figure I.1-2). Il apparaît donc nécessaire de poursuivre les efforts dans la détection et la localisation de la sismicité armoricaine ; ainsi, un catalogue plus complet et des séismes mieux localisés, affinant le zonage de la sismicité, permettra de mieux appréhender l'aléa sismique de l'ouest de la France.

1.5 Vers de nouvelles méthodes de localisations de séismes

Partant du constat que les séismes dans l'ouest de la France sont aujourd'hui localisés avec de grandes incertitudes, nous proposons le développement d'une méthode de localisation des séismes adaptée à ce type de configuration. Une localisation précise des séismes armoricains est en effet cruciale pour améliorer les connaissances géologiques du Massif armoricain et mieux prévenir les risques sismiques dans l'ouest de la France.

De plus faibles incertitudes sur les localisations sont indispensables pour lever l'ambiguïté sur le caractère diffus de la sismicité. Elles permettront potentiellement l'identification des failles actives désignées par des alignements de séismes. Une bonne estimation des profondeurs des séismes permettra de mieux contraindre la géométrie de ces failles. La

détermination des nouveaux mécanismes au foyer de cette sismicité bien localisée pourra alors mieux renseigner l'état de contrainte du massif. La structure sismique de la croûte, en relation avec les structures tectoniques connues et son histoire géologique, sera aussi mieux comprise par ces séismes bien contraints. L'estimation de l'aléa sismique de la région pourrait alors être mieux appréhendée.

Le développement de cette méthode, par ailleurs, bénéficiera d'une densification du réseau de stations sismologiques pour : i) obtenir une meilleure détection des petits séismes, enrichissant ainsi le catalogue et ii) profiter d'un plus grand nombre d'observables.

Cette méthode devra prendre en compte un réseau de stations peu dense et une couverture azimutale hétérogène (p. ex., contrainte par la géométrie de la façade Atlantique). Elle devra aussi s'accommoder d'une sismicité diffuse – c.-à-d. sans « cluster » – et qui se prête peu aux récentes méthodes développées pour une sismicité dense (p. ex., Waldhauser & Ellsworth, 2000, pour la sismicité californienne). Dans le cas de séismes non détectés par les bulletins nationaux, la localisation devra s'affranchir d'une localisation *a priori*. Cette méthode devra aussi prendre en compte des événements anthropiques (tels que les tirs de carrières) car il sont nombreux et pourront fournir d'excellents cas pratiques. Enfin, cette méthode devra fournir des incertitudes réalistes sur la position épicentrale ainsi que sur la profondeur du séisme.

Avant de se demander quelle structure sismique nous pourrons implémenter afin de calculer les temps de trajets des ondes nécessaires à la localisation d'un séisme, nous proposons d'étudier la structure du Massif armoricain de deux points de vue complémentaires : géologique et géophysique.

Contexte géologique et géophysique

Sommaire

2.1 La structure générale du Massif armoricain 32

2.1.1 La zone Nord armoricaine 34

2.1.2 La zone Centre armoricaine 35

2.1.3 La zone Sud armoricaine 36

2.2 La formation du Massif armoricain 36

2.2.1 L'orogènese panafricaine (cadomienne) 36

2.2.2 L'orogènese varisque (hercynienne) 38

2.2.3 Les événements post-hercyniens 39

2.3 Les études géophysiques 40

2.3.1 Les apports de la sismologie 40

2.3.2 Les apports de la gravimétrie et de la géodésie 48

2.3.3 Les apports du magnétisme et de la radiométrie 49

2.4 Quel modèle de Terre pour la localisation des séismes ? 50

Le Massif armoricain se trouve au nord-ouest de la France métropolitaine, il est limité au nord, à l'ouest et au sud par la Manche, la mer d'Iroise et le golfe de Gascogne, et se prolonge sous les sédiments des trois bassins mésocénozoïques adjacents : le Bassin aquitain (au sud), le Bassin parisien (à l'est) et le Bassin des Approches occidentales de la Manche (au nord-ouest). Le Massif armoricain est un tronçon d'une vaste structure d'échelle européenne qui s'étend du Portugal à la République tchèque (figure I.2-1 et I.2-2). Ce massif, composé majoritairement de granites, de gneiss, de schistes et de grès (figure I.2-3) est de faible altitude ; son point culminant étant le Mont des Avaloirs (416 m).

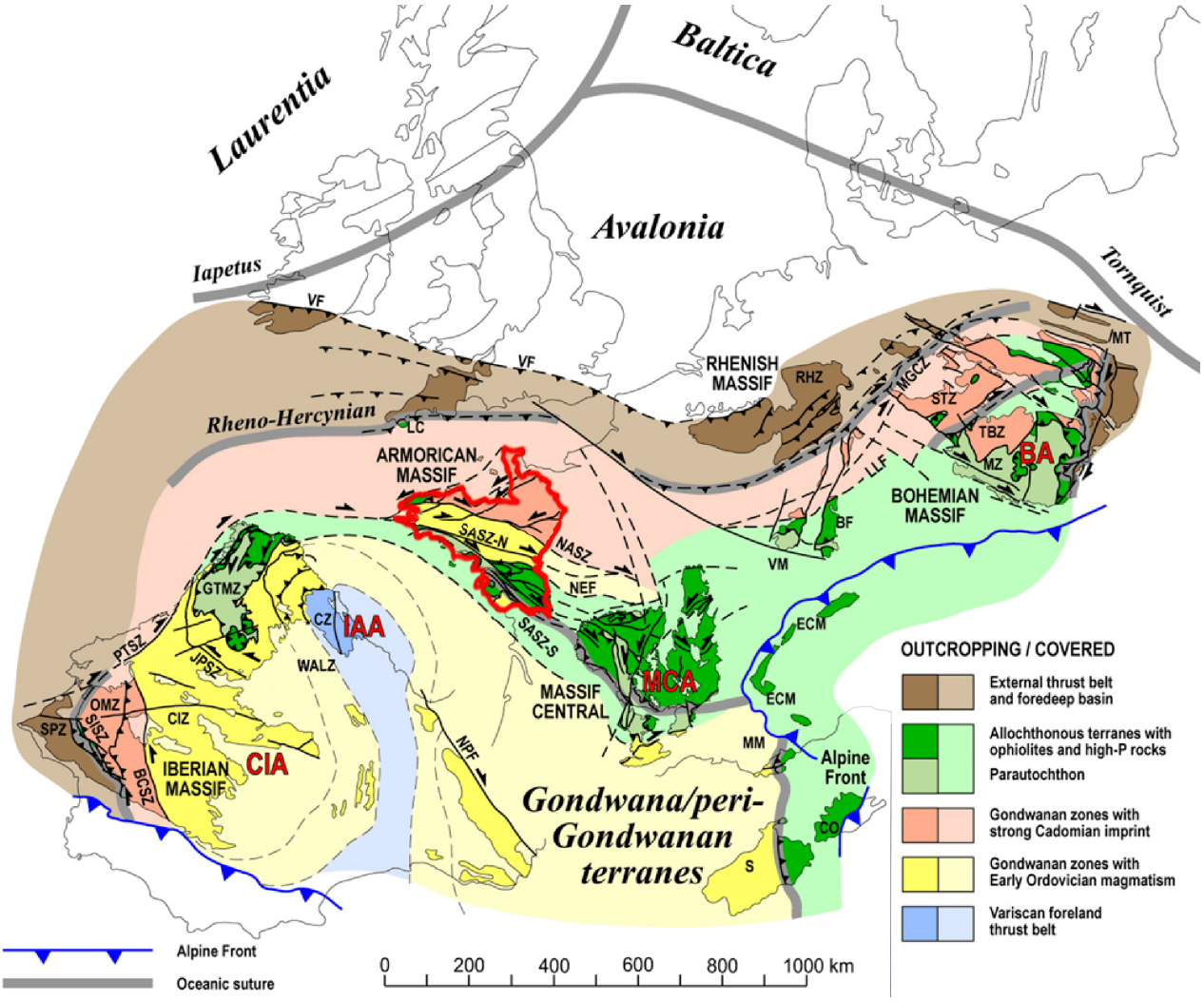


Figure I.2-1 – Schéma tectonique de la Ceinture varisque d'Europe de l'Ouest étendue sur près de 3000 km, depuis la péninsule Ibérique jusqu'à la Bohême (d'après Ballèvre & coll., 2014). Le Massif armoricain est entouré en rouge.

2.1 La structure générale du Massif armoricain

Le Massif armoricain est aujourd'hui en position de marge continentale passive au sein d'un domaine de déformation intraplaque. Sa structure est héritée d'une longue histoire essentiellement Protérozoïque (antérieure à 540 Ma) et Paléozoïque (de 540 à 245 Ma). Cette histoire complexe est le résultat de longues périodes sédimentaires entrecoupées d'épisodes tectoniques, métamorphiques, volcaniques ou magmatiques.

Trois orogenèses ont principalement façonné le Massif armoricain : l'orogenèse icartienne entre ~2,2 et 1,8 Ga (Paléoprotérozoïque) et dont il ne reste que peu d'indices en surface, l'orogenèse panafricaine (localement, cadomienne) entre ~650 et 540 Ma (Édiacarien) formant

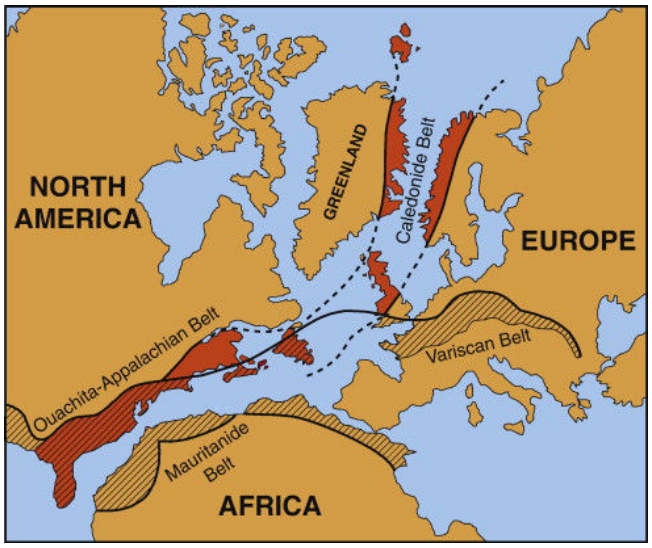


Figure I.2-2 – Localisation des chaînes calédonienne–appalachienne (orange foncé) et varisque–alléghanienne–ouachite (hachurés) à la fin du Permien (Pangée très simplifiée). En Amérique du Nord, ces deux chaînes se superposent alors qu'en Europe, la distinction latitudinale est nette (Nance & coll., 2010, 2012 ; Plissart, 2012).

le socle du Massif et l'orogenèse varisque (hercynienne) entre ~420 et 290 Ma (Dévonien-Carbonifère) qui affecte principalement le sud du Massif. Quelques accidents d'âge méso-cénozoïques sont observables, avant une relative quiétude du Massif au Néogene et au Quaternaire.

La structuration du socle est caractérisée par trois principales familles de failles (figure I.2-3) :

- une direction moyenne N~50°, d'héritage cadomien (p. ex., la faille de Coûtances) ;
- une direction N110°-130°, d'héritage hercynien (Cisaillements nord- et sud-armoricain, faille de Nort-sur-Erdre) ;
- une direction N140°-160°, post-hercynienne (p. ex., la faille Quessoy–Nort-sur-Erdre, Vigneresse, 1988 ; Bonnet & coll., 2000 ; Truffert & coll., 2001).

Ces directions de fractures seront réutilisées de nombreuses fois jusqu'à l'époque actuelle. Deux puissantes discontinuités jalonnées de granites syn-cinématiques d'âge Carbonifère attestent de la géométrie est-ouest du Massif. Il s'agit des Cisaillements nord-armoricain (CNA) et sud-armoricain (CSA) (figure I.2-3). Le CSA, se divise en deux branches lesquelles sont, entre la Pointe du Raz et la région de Lorient, proches et orientées est-ouest. Vers l'est, la branche nord se prolonge vers Angers alors que la branche sud s'oriente vers le sud-est en direction de Nantes ; plus au sud-est, la branche sud se divise en plusieurs

structures en direction de Poitiers et de Niort. Le CNA se caractérise par une direction est-ouest allant de Brest à la Mayenne et se termine en un faisceau de petites failles décro-chevauchantes. Cependant, malgré leur importance, peu d'estimations publiées précisent de façon quantitative les déplacements de ces failles. Pour la branche sud du CSA, Dercourt (1997, p. 231) évoque un jeu dextre cumulé de ~200 km, Brun & coll. (2002) et Gumiaux & coll. (2004) estiment un déplacement de 300 km à partir d'une restauration de la position des éclogites de Champtoceaux, et Jégouzo & Rossello (1988) proposent une valeur entre 150 et 200 km. Pour la branche nord du CSA, Jégouzo & Rossello (1988) évaluent, d'après l'analyse des mylonites, un déplacement d'au moins 40 km. Pour le CNA, Dercourt (1997, p. 231) mentionne un jeu de ~30 km, Ballèvre & coll. (2013) quantifient, d'après les décalages des granites carbonifères, un déplacement n'excédant pas 15-20km. Le CSA apparaît comme une structure profondément enracinée dans la lithosphère, contrairement au CNA (Judenherc, 2000 ; Judenherc & coll., 2003 ; Bitri & coll., 2003). Ces deux grands cisaillements découpent le Massif armoricain en trois grandes zones, orientées est-ouest ; les zones Nord, Centre et Sud armoricaines. Ces zones sont ensuite divisée en dix grands domaines ayant des origines paléogéographiques et des évolutions tectonométamorphiques comparables.

2.1.1 La zone Nord armoricaine

Elle s'étend du Cotentin au Trégor, au nord du CNA, et correspond, à l'exception du domaine du Léon (d'origine hercynienne et vraisemblablement allochtone Ballèvre & coll., 2009), au bloc cadomien (Brun & coll., 2001 ; Chantraine & coll., 2001, 2003). On y trouve des roches sédimentaires et volcano-sédimentaires terrigènes d'âge protérozoïque supérieur, recoupées par des granitoïdes et en partie métamorphisées pendant la phase cadomienne. L'ensemble constitue un édifice de nappes métamorphiques à vergence sud avec des décrochements sénestres (p. ex., Bitri & coll., 1997), et sont interprétés comme le résultat d'une tectonique d'accrétion d'arcs volcaniques et de bassins d'arrière-arc (Ballèvre & coll., 2001). Les domaines nord breton et normano-breton possèdent une couverture paléozoïque peu ou prou affectée par l'activité tectonométamorphique hercynienne. Ce sont ainsi de bons marqueurs des temps Précambriens. On y trouve d'ailleurs, près de Saint-Brieuc au nord du Cotentin ou sur les îles anglo-normandes, les roches les plus anciennes d'Europe de l'Ouest, des gneiss datées de l'Icartien à 2,1 Ga, témoins du socle gondwanien. Pour autant, le domaine du Cotentin et des îles anglo-normandes semble, quant à lui, plus affecté par la

tectonique hercynienne.

2.1.2 La zone Centre armoricaine

La zone centrale est délimitée par le CNA, au nord et par la branche nord du CSA, au sud. Dans sa partie orientale, elle présente les caractères d'une zone de cisaillement simple dextre (Gumiaux, 2003). Les domaines de Bretagne centrale et médio-armoricains sont constitués d'importantes séries sédimentaires paléozoïques (plus importante dans les domaines médio-armoricains) discordantes sur un puissant ensemble de sédiments turbiditiques briovériens à cambriens (Ballèvre & coll., 2001). L'ensemble est modérément affecté par la tectonique hercynienne. On note une augmentation vers l'ouest des intrusions granitiques paléozoïques.

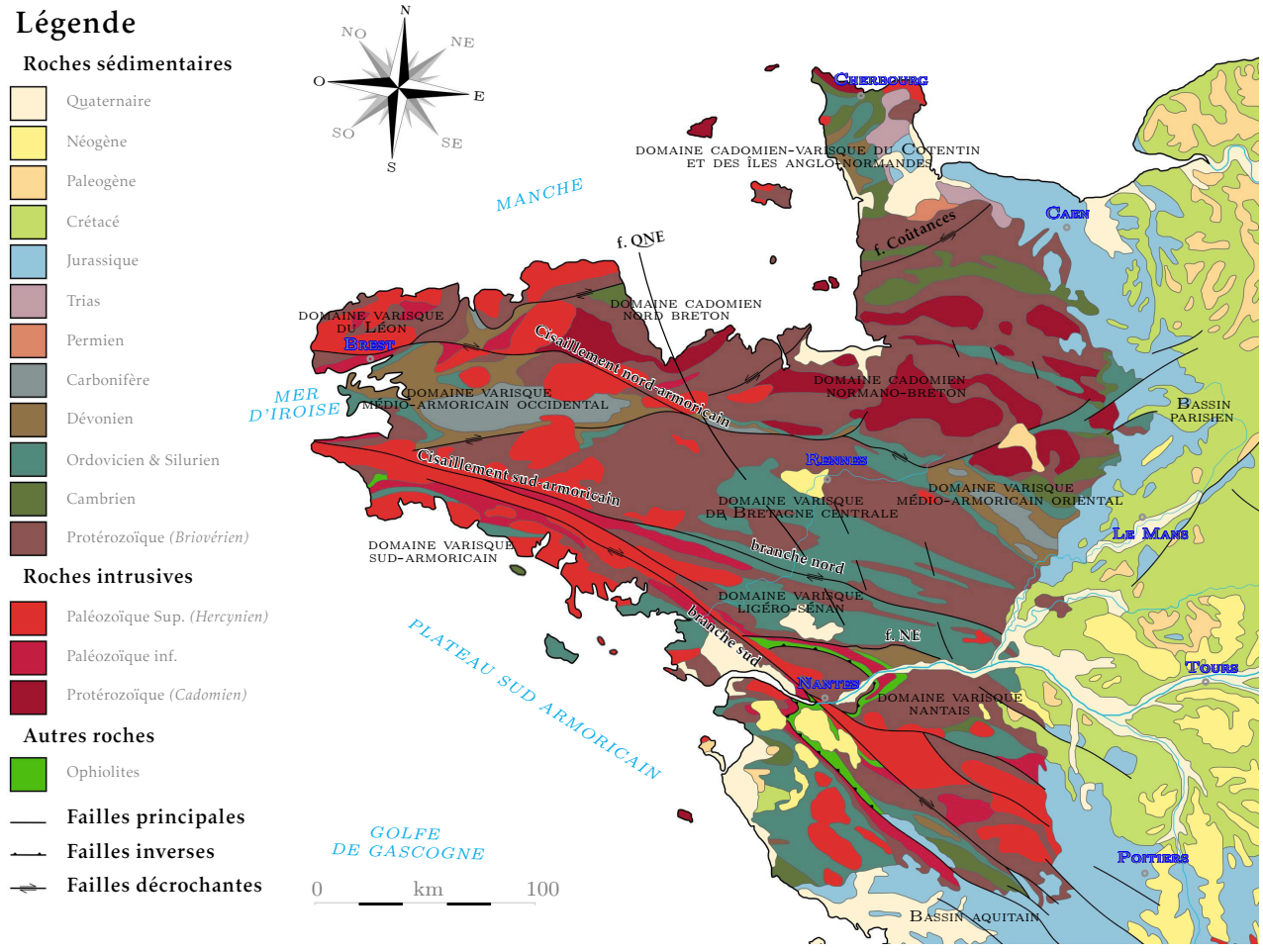


Figure I.2-3 – Carte géologique schématique simplifiée du Massif armoricain (modifiée d'après, Chantraine & coll., 2003 ; Aertgeerts, 2016) : f. QNE : faille de Quessoy–Nort-sur-Erdre (composée de nombreuses failles de quelques dizaines de kilomètres, sa signature n'est pas continue en surface) ; f. NE : faille de Nort-sur-Erdre.

2.1.3 La zone Sud armoricaine

Au sud de la branche nord du CSA, la zone sud armoricaine concentre les effets de l'orogénèse hercynienne les plus patents. Les formations sédimentaires sont peu représentées, laissant place à de nombreuses roches métamorphiques. Le soubassement protérozoïque, ainsi que la couverture paléozoïque, sont entièrement restructurés pendant la mise en place de la chaine hercynienne, avec d'importants charriages de nappes. Le cisaillement régional est largement accommodé par de grandes structures chevauchantes en ciseaux (Gumiaux, 2003). Cette zone dérive des zones internes de l'orogène varisque et témoigne donc directement de son évolution au cours de la collision hercynienne (Ballèvre & coll., 2013). Les domaines nantais et sud-armoricain révèlent un métamorphisme de haute pression (p. ex., complexe de Champtoceau, Île de Groix). Le domaine ligéro-sénan est marqué par d'importants mouvements décrochants (Chantraine & coll., 2003).

2.2 La formation du Massif armoricain

2.2.1 L'orogènese panafricaine (cadomienne)

Au Protérozoïque Supérieur, on trouve deux continents septentrionaux : la Laurentia (bouclier canadien) et la Baltica (bouclier scandinavien). Ces deux continents se réuniront, plus tard, lors de l'orogenèse calédonienne, pour devenir la Laurasie. Un troisième, plus méridional, le Gondwana est séparée de la Laurentia et de la Baltica par deux larges océans : Iapetus, à l'ouest ; et Tornquist, à l'est (figure I.2-1 et I.2-4). L'orogenèse cadomienne (de *cadomus*, Caen en latin) se traduit par l'accrétion de Cadomia (future Armorica), à la fin du Protérozoïque, sur la marge Nord du Gondwana. La collision arc/continent (p. ex., Ballèvre & coll., 2001, 2013) succède à une période de subduction océanique, le long d'une marge continentale active. La fin de l'orogenèse est marquée par la mise en place de granites ainsi que d'une érosion rapide de la chaîne attestée par le dépôt d'une épaisse série terrigène (Briovérien).

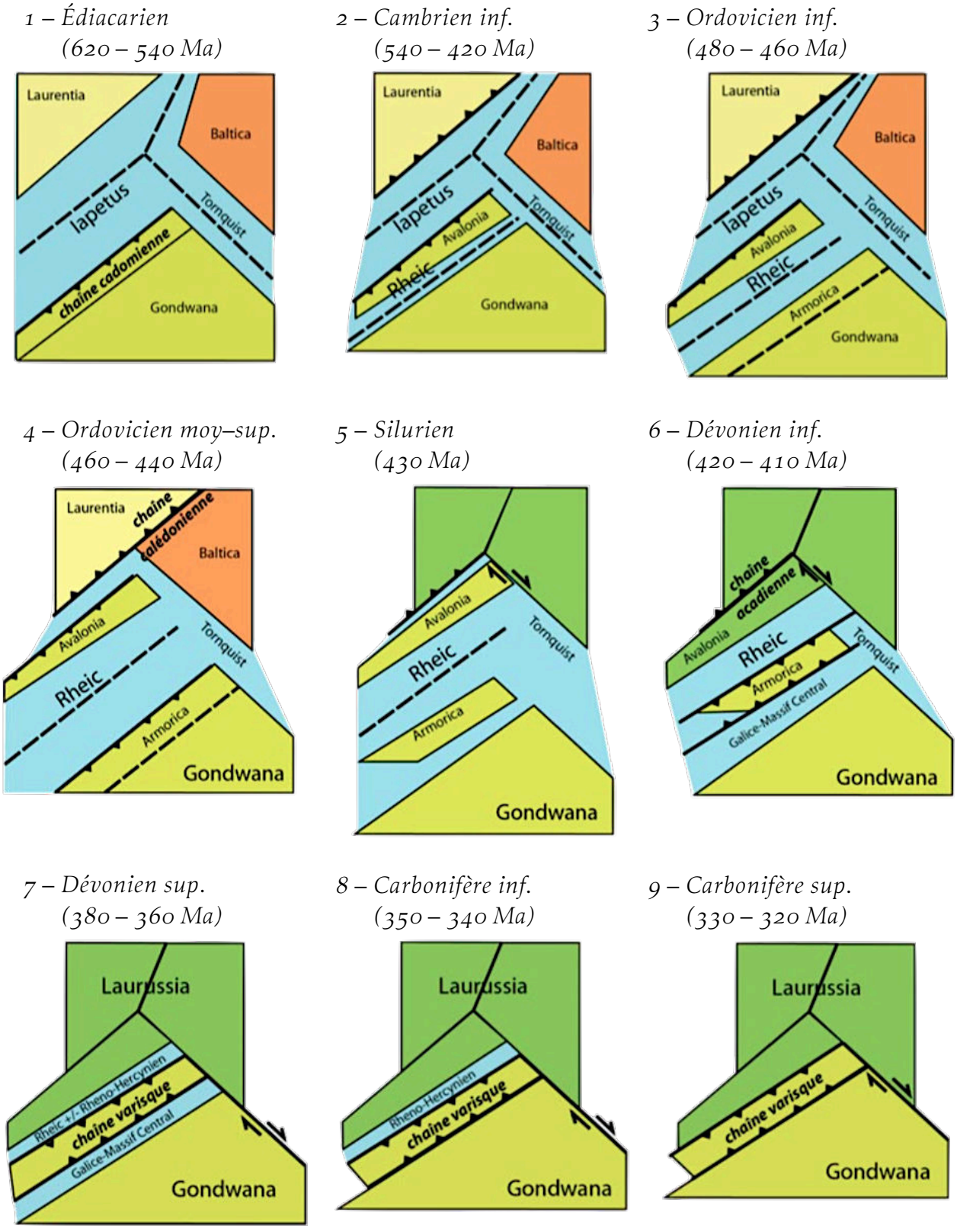


Figure I.2-4 – Schéma de la géométrie et de la cinématique des plaques au Paléozoïque (d'après Ballèvre & coll., 2013). Si la définition des plaques Laurentia, Baltica et Gondwana ne pose pas de problème, les microplaques intermédiaires (Avalonia, Armorica), d'origine nord-gondwanienne, restent encore discutées (au moins dans leur cinématique, et parfois même dans leur existence, p. ex., Robardet, 2003). Plusieurs bassins arrière-arc, non représentés ici, peuvent s'être mis en place lors de subductions (p. ex., Faure & coll., 2008 ; Aertgeerts, 2016).

2.2.2 L'orogènese varisque (hercynienne)

Au cours du Cambrien et de l'Ordovicien, l'océan Rhéique se constitue (figure I.2-4). Il est présent au sud d'Avalonia qui se détache alors du bloc Gondwana pour entrer en collision, suite à la fermeture de l'océan Iapetus, avec la Laurentia lors de l'orogenèse acadienne au Dévonien inférieur. L'océan Rhéique *lato sensu* se retrouve aussi plus au sud sous le nom d'océan Sud-Armoricain (ou océan Galice–Massif central) et séparant Armorica (se détachant alors du Gondwana), de l'actuel Massif central (p. ex., Matte, 1986, 2001 ; Plissart, 2012 ; Aertgeerts, 2016). La plaque Gondwana initie, au Dévonien inférieur, une imposante migration depuis le pôle Sud jusqu'au niveau de l'équateur. C'est ainsi qu'à la fin de l'Ordovicien et au Silurien, l'océan Rhéique au nord passe en subduction sous la lithosphère armoricaine et, au sud, l'océan Sud Armoricain est subduit vers le nord. Faure & coll. (2008) et Aertgeerts (2016) attestent, de surcroît, la mise en place d'un bassin arrière-arc situé au sud de la microplaque Armorica et dont l'unité de Saint-Georges-sur-Loire serait une relique. L'occlusion de l'océan Sud Armoricain conduit à une première collision au Siluro-Dévonien. La fermeture de l'océan Rhéïc *stricto sensu*, débutée au Dévonien, se conclut à la fin du Carbonifère pour former la Pangée. Les structures cadomiennes sont alors reprises dans un nouveau contexte de collision continentale (Ballèvre & coll., 2009, 2013, 2014 ; Plissart, 2012). Cette double subduction, océanique, puis continentale, à vergences opposées a pour effet de structurer de manière symétrique la Chaîne varisque (Matte, 1986, 2001) qui forme alors une cordillère de près de 1 000 km de large et 8 000 km de long (soit trois fois la longueur de l'Himalaya actuel, figure I.2-2). Dans le sud du Massif armoricain, cet épisode se traduit par l'exhumation des unités enfouies au cours de la phase éo-varisque et par l'activation des grands accidents transcurents (telle que la faille de Nort-sur-Erdre, Aertgeerts, 2016). Aujourd'hui, les cicatrices héritées des grandes collisions continentales sont appelées des sutures (p. ex., figure I.2-1) et sont souvent soulignées par des portions de roches issues d'anciens domaines océaniques. Les zones internes sont donc essentiellement métamorphiques et magmatiques. Les zones externes, quant à elles, sont constituées de bassins d'avant pays remplis de sédiments dévono-carbonifères non métamorphisés. Cette reconstruction découle d'analyses paléo-magnétiques et paléo-biostratigraphiques récemment remises en cause par des données paléo-climatiques et paléo-biogéographiques (Robardet, 2003).

L'évolution de la chaîne se caractérise aussi par l'individualisation de bassins subsidents

associés ou non au fonctionnement de grands cisaillements crustaux (voire lithosphériques, pour le CSA, Judenherc, 2000) et par la formation de nombreux granitoïdes syntectoniques. L'amincissement post-épaississement, caractérisé par un écroulement et un étalement de la croûte continentale (nécessaire au réajustement isostatique et thermique) commence au Permien. La pénéplanation du Massif prend fin au Trias (Bonnet, 1997). La Chaîne varisque reste l'ossature principale de l'Europe occidentale et le soubassement des bassins sédimentaires.

2.2.3 Les événements post-hercyniens

Au Mésozoïque, la dislocation progressive de la Pangée conduit à l'ouverture de la Téthys, puis de l'océan Atlantique et enfin du golfe de Gascogne. Le Massif armoricain en tant que domaine de socle émergé prend la forme d'un épaulement de rift durant le Crétacé inférieur, aplani dès l'Albien supérieur et recouvert de sédiments au Crétacé supérieur (Guillocheau, 2003).

Au Cénozoïque, l'évolution géodynamique de l'Europe est caractérisée par des épisodes compressifs associés à la mise en place des Alpes et des Pyrénées due à la collision Europe–Afrique (Vigneresse, 1988). À l'Oligocène un système de rift d'échelle continentale à l'avant de l'arc alpin, se constitue depuis la Mer du Nord jusqu'à la Fosse de Valence, aux abords des côtes espagnoles. Tous ces événements tectoniques contrôlent le développement de bassins sédimentaires dans le domaine péri-armoricain.

Cependant, la structure acquise par le Massif armoricain à la fin de l'ère Primaire semble être peu modifiée, bien que ce socle soit déformé et qu'il s'y développe des accidents sécants aux directions héritées (Guillocheau, 2003 ; Ballèvre & coll., 2013). L'étude de l'incision fluviatile pendant le Quaternaire menée par Bonnet (1997) conclut que la réorganisation du réseau de drainage des rivières du Massif armoricain a pu s'opérer sous contrôle tectonique. La surrection différentielle de l'ouest du Massif par rapport l'est, accompagnée d'un basculement vers le sud, s'avère s'accommoder à l'est, le long de la faille de Quessoy–Nort-sur-Erdre [1] (Bonnet & coll., 1998) et au sud, le long du Cisaillement sud-Armoricain. En effet, la trace topographique très nette de la branche sud du CSA, suggère une activité récente. Bonnet & coll. (2000) considèrent que la présence actuelle de trois hauts topographiques (supérieurs

1. parfois aussi appellée faille de Quessoy–Vallet.

à 200 m) sur le Massif serait l'expression d'un processus de flambage lithosphérique, sous l'effet de forces en champ lointain généré par la tectonique des plaques et la convergence Afrique-Eurasie.

2.3 Les études géophysiques

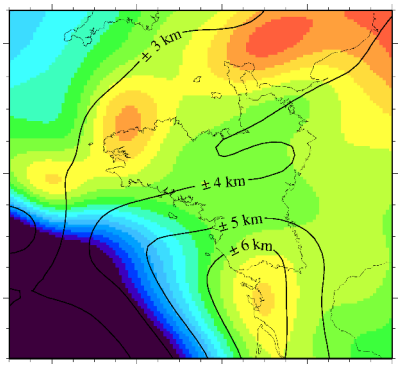
Depuis moins de cinquante ans, l'auscultation de la Terre par des méthodes sismologiques, gravimétriques, géodésiques, magnétiques ou encore radiométriques ont permis d'étayer l'histoire du Massif armoricain, en complétant le travail de surface. Ainsi les limites du Massif armoricain, sous les bassins sédimentaires adjacents, semblent se dessiner :

- au sud-ouest, par la Suture sud-Armoricain (SSA) qui sépare Armorica de Gondwana (figure I.2-4), cette suture correspond à certains complexes mafiques/ultramafiques, à terre (trait gris à l'ouest du Massif central, figure I.2-1) ou à certaines anomalies magnétiques en mer (Autran & coll., 1994), voire aux deux ;
- au nord-ouest, par l'anomalie magnétique centrale de la Manche, ou par la faille du Lizard au sud de la Cornouailles (Royaume-Uni) ;
- au nord-est, par l'anomalie magnétique du Bassin de Paris, ou par la faille de Bray (dans le Bassin parisien) ;
- au sud-est, au moins jusqu'au, si ce n'est après, le Sillon houiller du Massif central.

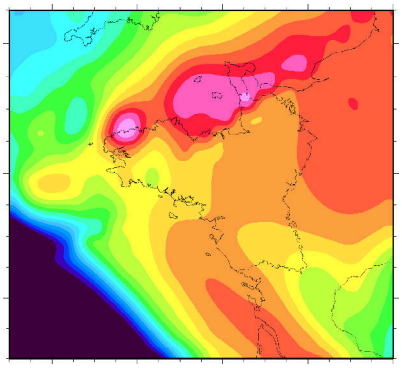
En décrivant brièvement les diverses méthodes, nous apporterons ici une attention particulière à l'étude de la profondeur de la discontinuité de Mohorovičić. Le Moho est une discontinuité majeure, marquant un saut de vitesse des ondes sismiques entre les roches de la croûte (dont la vitesse des ondes compressives est en moyenne inférieure à 7 $km.s^{-1}$) et les roches du manteau (dont la vitesse est proche de 8 $km.s^{-1}$). Nous verrons plus loin que la profondeur du Moho est un paramètre clé, permettant une bonne estimation de la profondeur des séismes.

2.3.1 Les apports de la sismologie

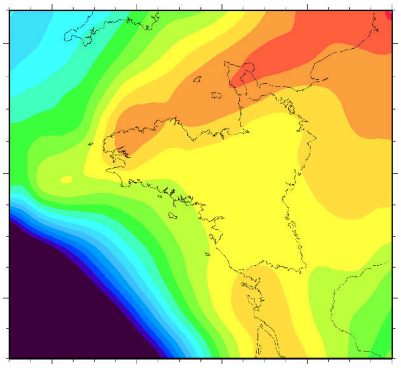
La sismologie étudie la propagation des ondes élastiques dans la Terre, elle renseigne ainsi sur le milieu traversé par des méthodes actives (profils sismiques) ou passives utilisant le champs d'onde sismique ambiant (tomographie en onde de surface), des séismes locaux



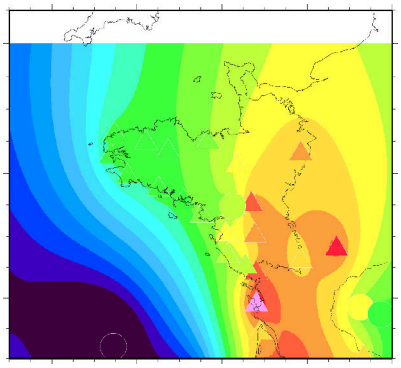
(a) Compilation de données de Grad & coll. (2009) avec incertitudes associées ;



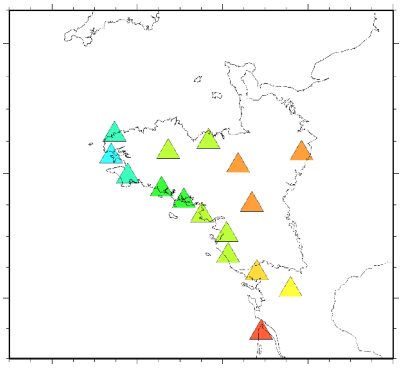
(b) Compilation de données de Tesauro & coll. (2008) (dont Ziegler & Dèzes, 2006) ;



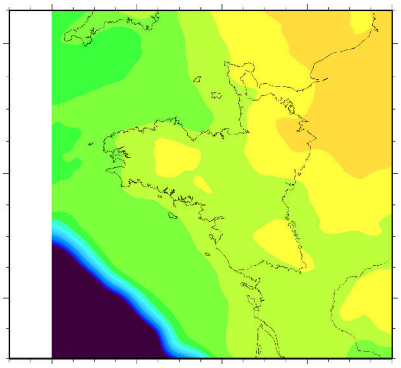
(c) Compilation de données de Molinari & Morelli (2011) (dont Tesauro & coll., 2008 ; Grad & coll., 2009) ;



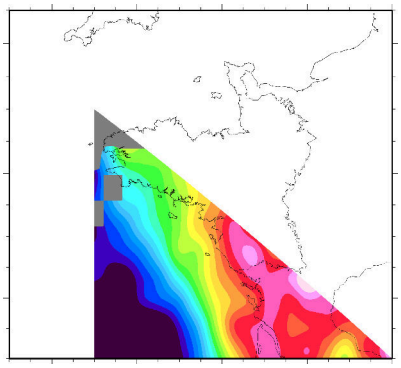
(d) Compilation de données et fonctions récepteur (triangles) d'après Chevrot & coll. (2014) ;



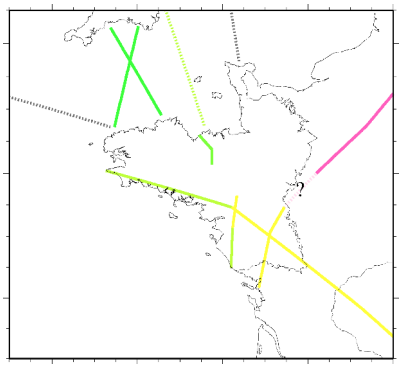
(e) Fonctions récepteur (Jérome Vergne & Éric Beucler, *communication personnelle*, 2013) ;



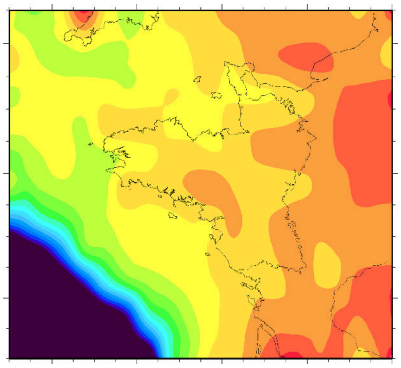
(f) D'après la méthode développée par Fullea & coll. (2007, Pierre Arroucau & Javier Fullea, *communication personnelle*, avril 2016) ;



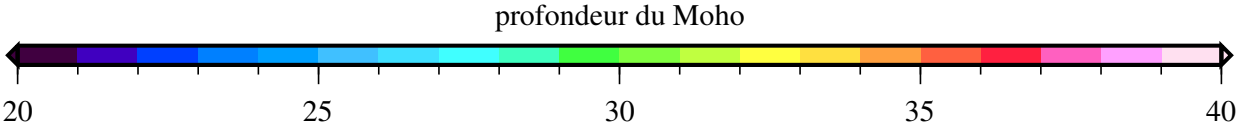
(g) Iso-contours de vitesses issus de tomographie par corrélation de bruit (Macquet & coll., 2014) ;



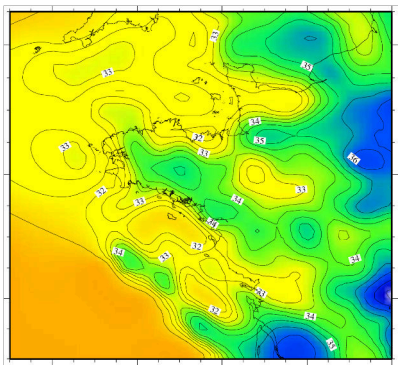
(h) Profils sismiques réfractions et réflexions (dont ÉCORS, SWAT 7 à 11, Armor 1 et 2), en pointillé valeur incertaine, en gris valeur inconue ;



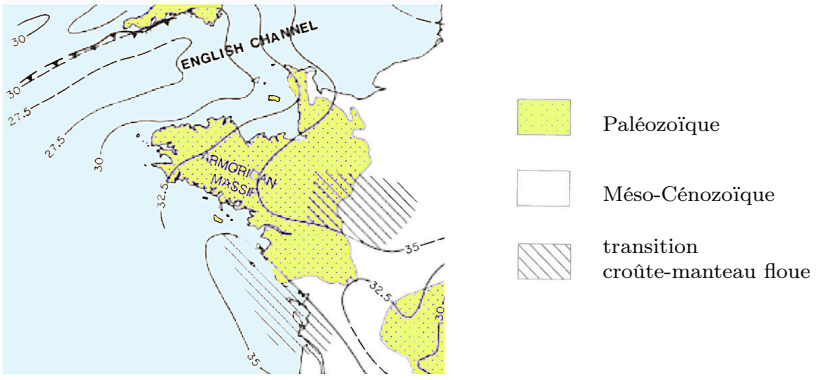
(i) D'après l'anomalie de Bouguer (données : Pavlis & coll., 2012, 2013) ;



– *légende page suivante.*



(j) D'après l'anomalie de Bouguer (Lefort & Agarwal, 2002) ;



(k) D'après les profils réflection (dont ÉCORS), voir carte et références dans : Bois & coll. (1994, figure 27).

Figure I.2-5 – Mohographies du Massif armoricain : carte issues de compilations de données (a, b et c) ; de données sismologiques (d, e, g, h et k) ; de données gravimétriques (f, i, j). La figure j a été obtenue par interpolation des isocontours de profondeur digitalisés par Arroucau (2006), on notera que l'échelle de couleur est différente des autres figures.

et régionaux (mesures d'atténuation ; tomographie en onde de volume) ou des séismes plus lointains (fonctions récepteur). Ces méthodes permettent d'obtenir des modèles de vitesses sismiques en trois dimensions, ou des cartes de profondeur de Moho.

2.3.1.a Les profils sismique réfraction/réflection

C'est au début des années 70 que les premiers sondages sismiques profonds sont réalisés en France (Hirn, 1976). Sapin & Prodehl, dès 1973, observent, sur un profil de sismique réfraction allant du Finistère à Florac (Lozère), les premières profondeurs du Moho autour de 31 km (±1,5 km). Entre Brest et Blain, la profondeur du Moho est de 31,3 km contre 32,5 km entre Blain et Limoges (figure I.2-5h). Sur l'ensemble du profil, la vitesse moyenne des ondes dans la croûte varie de 6,18 à 6,24 km.s^{-1}, et la vitesse sous la limite croûte-manteau, donnée par l'hodochrone des ondes P_n est de 8,1 km.s^{-1}. D'autres profils sur le Massif armoricain sont levés, sans pour autant permettre une interprétation robuste de l'épaisseur crustale (Hirn & coll., 1975 ; Hirn, 1976).

Puis, à la fin des années 80, ce sont les grands profils de sismique réflection et sismique réflection grand angle d'Étude de la Croûte continentale et Océanique par Réflexion Sismique (ÉCORS), décrits par Bois & ÉCORS scientific party (1988), Matte & Hirn (1988) et Damotte (2010), qui viennent échantillonner la croûte entre La Rochelle (Charente-Maritime) et Dreux

(Eure-et-Loir). Au nord du profil entre Dreux et Le Mans, de nettes réflexions pointent un Moho relativement plat, évoluant entre 35 et 40 km. Entre Angers et Le Mans, le Moho est moins bien identifié et de forts contrastes de vitesse sont mis en évidence. Ces observations semblent confirmées par Campillo & Plantet (1991), Judenherc & coll. (1999), puis par Gaudot (2016), et pourraient suggérer un Moho plus profond. Au sud du profil (entre La Rochelle et Angers), le Moho se distingue entre 30 et 35 km (en accord avec Sapin & Prodehl, 1973, , figure I.2-5h). Plus au nord de la France, sous le Bassin parisien, et plus précisément au niveau de la faille de Bray, Cazes & coll. (1986) définissent une profondeur du Moho autour de 37 km. Dans la Manche et la mer Celtique, suite aux programmes British Institutes Reflection Profiling Syndicate (BIRPS) et South Western Approaches Traverse lines (SWAT), de long profils coupent les structures cadomiennes et échantillonnent un Moho vers les 30 km de profondeur (p. ex., Bois & ÉCORS scientific party, 1990 ; Cloetingh & coll., 2013, figure I.2-5h).

Une synthèse de ces profils (Hirn & coll., 1987 ; Bois & ÉCORS scientific party, 1990 ; Bois & coll., 1990a,b ; Bois, 1992 ; Bois & coll., 1994) mène à la conclusion d'une profondeur de Moho relativement constante autour des 30 km, avec des variations inférieures à 5 km (figure I.2-5k).

À la fin du XX^{e} siècle, les profils de sismique réflexion en écoute longue, Armor 1 et 2 (intégrés au projet GéoFrance3D) viennent conclure ces observations. Armor 1 vient en continuité du profil SWAT10 (Bitri & coll., 1997, 2001 ; Brun & coll., 2001). Ce profil montre une croûte inférieure caractérisée par des réflecteurs horizontaux ou à faible pendage ; la base de cette croûte litée semble correspondre au Moho avec une profondeur constante entre 30 et 31 km. Un Moho plus profond semble être observé pour le profil SWAT10 (Brun & coll., 2001). Armor 2 recoupe la zone de collision hercynienne dans le sud-est du Massif armoricain (Bitri & coll., 2003, 2010). Le Moho est légèrement plus profond sous les domaines de Champtoceaux et Centre armoricain (32 km) qu'au sud du profil (31–32 km).

2.3.1.b L'atténuation sismique

L'atténuation de l'amplitude des ondes sismiques est une caractéristique des roches, due à une absorption (atténuation anélastique) et une diffusion (atténuation élastique) des ondes ; sa variation latérale peut renseigner sur la présence d'hétérogénéités crustales. Ainsi,

Campillo & Plantet (1991) mettent en évidence une anomalie de forte atténuation dans la zone Centre armoricaine (entre Angers et Le Mans), là même où le Moho est le moins bien observé par Matte & Hirn (1988). En étudiant des données macrosismiques, Arroucau & coll. (2006) n'observent pas de variations significatives de l'atténuation en France métropolitaine.

De récents travaux ont porté sur la variation régionale de l'atténuation sismique en France liée à la mesure du facteur de qualité de la coda Q_C (Mayor, 2016). Ils ont permis de confirmer la faible absorption pour le Massif armoricain (à l'image des autres massifs ; Massif central, Massif de l'Ardenne), et de mettre en évidence une anomalie relative de plus forte absorption pour le domaine Centre armoricain.

2.3.1.c Les fonctions récepteur

Une fonction récepteur (p. ex., Fontaine & coll., 2012, 2015) correspond à la réponse de la structure près du capteur soumise à une onde P, lors d'un séisme lointain (Langston, 1977). Sur le Massif armoricain (Jérome Vergne & Éric Beucler, *communication personnelle*, 2013 ; Chevrot & coll., 2014, figures I.2-5d et I.2-5e), l'ensemble des stations mettent en évidence un Moho entre 25 et 40 km de profondeur. La croûte semble s'épaissir vers le sud-est.

2.3.1.d La détermination d'un modèle de vitesses lors des locations épicentrales

Lors de ses travaux de thèse, Pierre Arroucau (2006) relocalise la sismicité armoricaine de 1980 à 2004 (soit environ 1 500 séismes). Mais, ne disposant pas de modèle de vitesses *a priori*, il découpe le Massif armoricain en 11 sous-domaines et recherche les modèles de vitesses qui expliquent au mieux les données. Les modèles de vitesses recherchés sont composés d'une croûte divisée en 8 couches (d'épaisseur constante de 4 km) et d'un manteau modélisé par une couche semi infinie. Afin d'utiliser les ondes réfractées à la base de la croûte, il fixe la profondeur du Moho à 32 km, sans pour autant discuter de cette valeur. Le ratio de vitesse entre les ondes *P* et *S*, préalablement estimé autour de la région de Lorient, est fixé à 1,68 pour l'ensemble de la zone d'étude.

Après inversion, les 11 sous-domaines ont un comportement très semblable, attestant d'une certaine homogénéité du Massif armoricain (à l'exception de la région « I » qui repose, en grande partie, au sud sur le Bassin sédimentaire aquitain et dont les vitesses sismiques

en surface, *c.-à-d.* entre 0 et 4 km, sont plus faibles). À l'échelle du Massif, la croûte semble se diviser en deux : avec une partie supérieure où la vitesse des ondes compressives est quasiment constante et de l'ordre de 6,0 km.s^{-1} (jusqu'à 16 à 20 km de profondeur suivant les cas), et une partie inférieure où le gradient de vitesse est plus marqué et les incertitudes sur les vitesses plus grandes. Pour autant, dans le Massif armoricain aucune phase réfractée (de type Conrad, notée P^*) sur une interface intracrustale n'a été détectée. Une telle discontinuité entre croûte inférieure et supérieure, si elle existe, ne semble pas alors se caractériser par un fort contraste d'impédance [1]. Les vitesses sismiques des ondes compressives P_n retrouvées pour le manteau sont comprises entre 7,9 et 8,2 km.s^{-1}.

2.3.1.e Les Tomographies

i) La tomographie par onde de volume

La tomographie de vitesses sismiques fournit des images de la structure, sous la forme de perturbations de vitesses sismiques, représentant les effets de perturbations thermiques et/ou compositionnelles. Si le milieu est anisotrope, les directions les plus rapides de propagation des ondes peuvent refléter l'orientation préférentielle des réseaux cristallins, témoin des déformations passées, anciennes ou récentes (p. ex., Judenherc & coll., 2003). En 1999, Judenherc & coll. publient une tomographie de la France des ondes P_n, en modélisant à la fois les variations latérales de vitesse et d'anisotropie. Dans le cas isotrope, la partie est du Massif armoricain montre une forte anomalie de vitesse (+5 %), avec des valeurs supérieures à 8,07 km.s^{-1}. Dans le cas anisotrope, la polarisation des ondes P_n dans le manteau montre des variations de vitesses sismiques de 3 à 4 %, dont les trajets les plus rapides sont majoritairement orientés parallèlement aux Cisaillements Nord- et sud-Armoricain (figure I.2-6c). Pendant ses travaux de thèse, Sebastien Judenherc (2000) se penche plus encore sur le Massif armoricain, et montre que le manteau supérieur présente un signal clair d'un assemblage de deux lithosphères dont les origines sont différentes, interprété comme la signature d'une subduction à vergence nord qui se termine au Dévonien pour laisser place à un régime transpressif intense au niveau du Cisaillement sud-Armoricain au début du Carbonifère. Judenherc & coll. (2002, 2003) mesurent l'anisotropie sismique à partir de la biréfringence des ondes *SKS*. Elle est, dans le sud du Massif, cohérente avec l'analyse des ondes P_n. Ce-

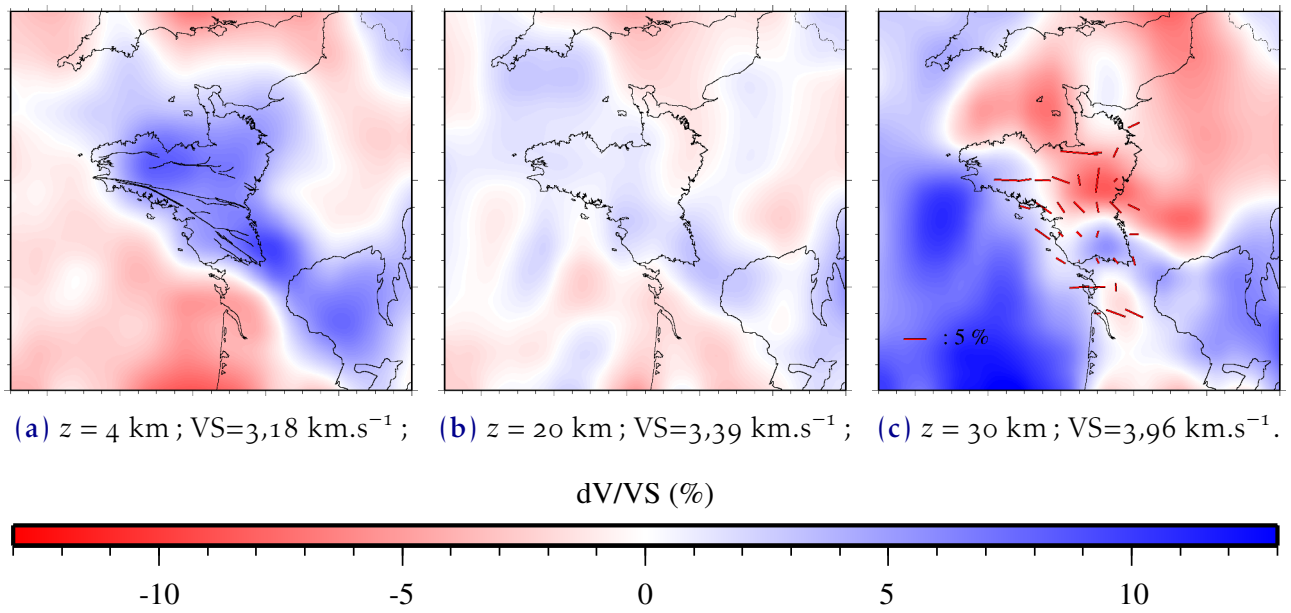
1. L'impédance correspond au produit de la vitesse de propagation de l'onde par la masse volumique du milieu qu'elle traverse.

pendant, dans les domaines centre et nord armoricain, les ondes *SKS* montrent, comme au sud, une direction rapide NO-SE, incompatible avec la déformation hercynienne impliquant un découplement de la croûte et du manteau. Récemment, de nouvelles données viennent confirmer ces résultats (Bonnin & coll., 2016).

Par ailleurs, Piromallo (2003) propose une tomographie des bassins méditerranéens qui s'étend jusqu'au nord de l'Europe. Les vitesses sismiques des ondes P_g sur le Massif armoricain varient latéralement de ± 1 à 2 % par rapport au modèle de référence *SP6* (très proche du modèle *IASPEI91 de* Kennett & Engdahl, 1991) et dont la profondeur du Moho est fixé à 35 km (Morelli & Dziewonski, 1993). En s'appuyant sur ses cartes, Averbuch & Piromallo (2012) voient la présence d'une forte anomalie positive, sous le Bassin de Paris, comme le signe de la présence de la relique d'une plaque subductée, préservée à la base de la lithosphère depuis 300 Ma.

ii) La tomographie par onde de surface

Shapiro & Campillo (2004) ont récemment démontré que la corrélation d'un champ d'onde sismique ambiant pouvait – sous certaines conditions – faire émerger la réponse



(a) z = 4 km ; VS=3,18 km.s^{-1} ; **(b)** z = 20 km ; VS=3,39 km.s^{-1} ; **(c)** z = 30 km ; VS=3,96 km.s^{-1}.

Figure I.2-6 – Cartes issues d'une tomographie par onde de surface à différentes profondeurs, z (d'après Gaudot, 2016). Les perturbations de vitesse isotropes sont exprimées par rapport à la vitesse médiane, VS. Les zones de cisaillements, les failles majeures, ainsi que les limites des terrains cristallins affleurants du Massif armoricain et du Massif central sont indiqués en noir. L'anisotropie azimutale des ondes P_n publiée par Judenherc & coll. (1999) est reporté sur la figure (c).

impulsionnelle (ou fonction de Green) du milieu. Ainsi, transformant chaque sismomètre en une source virtuelle, il est possible de reconstruire le signal d'une onde se propageant d'une station sismologique à une autre, sans nécessiter de tremblements de terre. Yang & coll. (2007) ont publié une carte de l'Europe d'une résolution inférieure à 100 km, où le Massif armoricain est en bordure de réseau. Puis, récemment, Macquet (2014) et Gaudot (2016) utilisent cette technique d'imagerie sur l'ouest de la France. Macquet & coll. (2014) publient une carte de la profondeur du Moho des Pyrénées jusqu'au Cisaillement sud-armoricain en prenant dans leur modèle tomographique la surface correspondant à une iso-vitesse des ondes cisaillantes de 4 $km.s^{-1}$ (figures I.2-5g).

Ianis Gaudot (2016) met à jour la première tomographie détaillée du Massif armoricain (figure I.2-6). Il utilise une approche probabiliste afin de générer, à partir des fonctions de Green empiriques, les modèles de vitesse sismique cisaillante 1-D entre une paire de stations. Ces modèles sont ensuite régionalisés lors d'une procédure itérative (adaptation régionale de la méthode CLASH, Beucler & Montagner, 2006). Proche de la surface (figures I.2-6a), les variations de vitesses sont fortement corrélées aux cartes géologiques (les bassins sédimentaires présentent ainsi des anomalies négatives). L'expansion des anomalies positives, hors des affleurements cristallins, témoigne de l'extension, en profondeur, du socle hercynien sous les sédiments peu profonds des bassin adjacents ; au nord-est, l'anomalie de vitesses s'étend jusqu'à l'anomalie magnétique du Bassin de Paris (Moureaux, 1891) déjà identifiée comme limite orientale potentielle du Massif armoricain (Autran & coll., 1994). Entre 10 et 15 km de profondeur (figures I.2-6b), comme précédemment remarqué par Arroucau (2006), les modèles de vitesses sont très homogènes. À partir de 20 km de profondeur, le golfe de Gascogne se démarque par une forte anomalie de vitesse positive dont les limites identifient une transition entre les domaines océaniques et continentaux. Plus en profondeur (figures I.2-6c), on observe un Massif armoricain assez hétérogène, avec de fortes anomalies de vitesses positives à l'ouest et au sud, ce qui pourrait laisser penser à l'amincissement locale de la croûte. Sur cette dernière carte, les contours du socle hercynien forment un grand « V » (pour Varisque) dont le nord du Massif central correspond à la pointe (il est aussi visible sur la figure I.2-1). Les limites des différentes anomalies coïncident avec les limites des zones de cisaillements ou d'autres failles majeures (p. ex., faille de Nort-sur-Erdre). Ces résultats semblent bien en accord avec ceux de Piromallo (2003).

I

2.3.2 Les apports de la gravimétrie et de la géodésie

Les cartes d'anomalies gravimétriques, souvent étudiées parallèlement aux cartes d'anomalies magnétiques, peuvent mettre en évidence des structures crustales caractéristiques de façon complémentaire à l'imagerie sismique afin de lever des indéterminations dans l'interprétation géologique et d'améliorer la précision du dessin des contours (pour le Massif armoricain, lire Autran & coll., 1994 ; Baptiste & coll., 2016). Ces cartes ont aussi l'avantage d'avoir une densité d'information homogène.

On peut aussi, à l'aide de l'anomalie de Bouguer [1], retrouver les variations de la profondeur du Moho, sous l'hypothèse d'Airy – c.-à-d. avec une densité latéralement homogène. L'anomalie de Bouguer correspond à l'écart entre le champ de pesanteur terrestre mesurée (et corrigée) et le champ de pesanteur théorique, dû à une anomalie de masse,

$$\delta g_B = 2\pi\rho G h, \tag{I.2-1}$$

avec l'anomalie de Bouguer, δg_B (mGal, ou 10^{-5} m.s^{-2}) ; la constante de la gravitation, G=6,673 44 10^{-11} m^3.kg^{-1}.s^{-2} ; la masse volumique, ρ (kg.m^{-3}) ; la hauteur, h (m). On peut noter que

$$h = h_{ref} - \frac{\delta g_B}{2\pi\Delta_\rho G}. \tag{I.2-2}$$

On estime ainsi que c'est une variation de densité entre la croûte et le manteau (Δ_ρ) à la base de la croûte qui, au premier ordre, produit une anomalie du champ de pesanteur. Lefort & Agarwal (2002) publient, par ce calcul, une carte du Moho en s'appuyant sur les données de Grandjean & coll. (1998). Ils observent une série d'ondulations de la surface du Moho (figure I.2-5j) qu'ils interprètent comme la trace de processus de boudinage associé à l'ouverture du golfe de Gascogne. Cependant, ces ondulations ne sont pas observées sur les autres cartes des figures I.2-5.

J'ai donc recalculé à partir de données similaires issues du modèle EGM08 [2] (Pavlis & coll., 2012, 2013), préalablement lissées afin d'éviter des variations dont la longueur d'onde est trop faible (et d'origine potentiellement plus superficielle), mais sans un pré-traitement des

1. Pierre Bouguer est un mathématicien, physicien et hydrographe français (1698–1758).
2. Les données gravimétriques distribuées par le Bureau Gravimétrique International (BGI).

données plus important (figure I.2-5i). J'utilise les mêmes valeurs que Lefort & Agarwal (2002), h_{ref}=33 500 m, Δ_ρ=400 kg.m^{-3}, Cependant, contrairement à eux, je n'observe pas d'ondulations de grande ampleur de la surface du Moho (figure I.2-5j).

Fullea & coll. (2007) développent une méthode rapide de calcul des épaisseurs crustales et lithosphériques par une combinaison des données topographiques et des anomalies du géoïde, en faisant les hypothèses : i) d'isostasie ; ii) d'un état d'équilibre thermique ; iii) d'un gradient de densité linéaire pour la croûte ; iv) d'une densité du manteau dépendant de la température. Cette méthode tend à lisser les variations marquées, mais offre une carte du Moho réaliste (figure I.2-5f).

Depuis moins de 10 ans, le réseau GPS [1] temps réel permanent en France s'est beaucoup densifié. Cependant, malgré la prise en compte de plus en plus précise des effets de marée, troposphériques ou encore ionosphériques (p. ex., Fund, 2009) les déplacements sont, aujourd'hui encore, considérés comme non significatifs comparés aux d'incertitudes (p. ex., Nocquet, 2012). Ainsi, lorsque Moreau & coll. (2006) mesurent par GPS une déformation verticale du sol de plus de 2 cm en 8 mois près de Plœmeur, celle-ci est entièrement expliquée par des variations induites par pompage de l'eau dans l'aquifère sous-jacent. Les vitesses de déformation associées aux structures sismogènes intraplaques, en Europe (ou dans le nord de l'Amérique Calais & coll., 2005), semblent donc extrêmement faibles.

2.3.3 Les apports du magnétisme et de la radiométrie

De même que les cartes d'anomalies gravimétrique, les cartes d'anomalies magnétiques et radiométrique de la France permettent d'identifier des structures crustales caractéristiques (voir Autran & coll., 1994, pour une compilation des anomalies magnétiques à l'échelle de la France). La carte du champ magnétique réduit au pôle (Autran & coll., 1994, figure 2), permet de reconnaître, par une meilleure continuité des structures, telle des zones de suture, sous la couverture néogène et dans les zones immergées.

L'étude de Truffert & coll. (2001) de plus haute résolution et dont l'emprise correspond au sud-est du Massif armoricain, permet le tracé de nouvelles cartes magnétiques et radiométriques. Les cartes radiométriques accèdent directement à la composition géochimique

1. Système mondial de positionnement (GPS, pour Global Positioning System).

en radio-éléments K, Th et U, permettant de discriminer les différentes formations volcano-plutoniques et d'affiner les contours cartographiques, les variations de lithologie au sein d'une même formation et éventuellement les pendages. Dans la même zone d'étude, Baptiste & coll. (2016) ont récemment publié une cartographie montrant l'expansion d'une partie du socle hercynien sous le Bassin de Paris.

2.4 Quel modèle de Terre pour la localisation des séismes ?

L'ensemble des méthodes géophysiques permet ainsi d'ouvrir la troisième dimension de l'espace aux cartes géologiques ; sur une coupe verticale, on distingue alors des variations (p. ex., de vitesses sismiques) et des discontinuités, marquant des sauts dans ces variations.

L'ensemble du Massif armoricain semble, au premier ordre, abriter une croûte plutôt homogène (surtout entre 10 et 15 km de profondeur), car résultant d'une même histoire paléozoïque (cadomo-hercynienne), peu remaniée depuis. L'absence d'épaisses couches sédimentaires ou de phases réfractées sur une interface intracrustale (p. ex., discontinuité de Conrad), corrobore cette thèse. La vitesse moyenne des ondes P dans la croûte évolue autour de 6,1 km.s^{-1}. Elle est plutôt constante dans les 20 premiers kilomètres, puis semble suivre un gradient pour arriver sur des valeurs de ~7 km.s^{-1}, ou légèrement plus. Le ratio de vitesse entre les ondes P et S varie selon les auteurs ou les modèles utilisés entre 1,68 et 1,71. La vitesse moyenne des ondes P_n dans le manteau est d'environ 8,1 km.s^{-1}.

Mais cependant, les hétérogénéités latérales restent encore mal appréhendées. Les différentes topographies de la discontinuité de Mohorovičić disponibles dans la littérature montrent une importante diversité (figure I.2-5). De plus, certaines cartes récentes (p. ex., Molinari & Morelli, 2011, figure I.2-5c) sont issues de la fusion de travaux antérieurs (Tesauro & coll., 2008 ; Grad & coll., 2009) de grande échelle, et sont parfois localement contradictoires (p. ex., la région autour de Saint-Brieuc). Par ailleurs, la carte publiée par Lefort & Agarwal (2002) semble se singulariser, par un Moho profond sur une étroite bande NO-SE dans le golfe de Gascogne. Si cette bande est un artefact dû à un pré-traitement des données, l'analyse de Arroucau (2006) qui lie les fortes densités des séismes et l'épaisseur crustale serait remise en cause. Enfin, même si « [l]a profondeur du Moho reste toutefois assez mal connue dans le Massif armoricain » (Granet & coll., 2000, p. 161), nous pouvons définir deux tendances générales de la figure I.2-5 :

– la profondeur du Moho varie entre 25–27 et 35–40 kilomètres ;

– la profondeur du Moho semble augmenter vers l'est.

Au vue des incertitudes sur la structure sismique du Massif armoricain et de la difficulté d'établir un modèle moyen, notamment pour la profondeur du Moho, la stratégie adoptée dans le reste de ce travail est de venir rechercher cette structure et non de l'imposer. Une approche souvent utilisée est alors la determination simultanée de plusieurs séismes proches, dont les ondes se propagent dans des milieux similaires (Douglas, 1967 ; Deichmann & Garcia-Fernandez, 1992), définissant une structure cohérente.

chapitre II

Détermination des paramètres hypocentraux et structuraux d'un ou plusieurs séismes

développements méthodologiques

Préambule

Nous présenterons les méthodes classiques de localisation hypocentrale. Puis, le processus de détermination McMC des paramètres hypocentraux et structuraux sera détaillé après l'exposition du théorème de Bayes et des méthodes McMC. Enfin, des exemples d'applications illustreront la méthode développée au cours de ce travail de thèse, une partie de ce chapitre se présente sous la forme d'un article en cours de soumission.

Localisation hypocentrale

revue des méthodes

Sommaire

1.1 **Généralités sur les processus d'inversion** 58

1.2 **Des méthodes déterministes locales ...** 60

1.2.1 L'algorithme de Geiger (1912) 60

1.2.2 Les dépendance aux connaissances *a priori* 64

1.2.3 Les autres méthodes déterministes 67

1.3 **... aux méthodes probabilistes globales** 68

L'hypocentre (ou foyer sismique) est le point de départ de la rupture sismique sur la faille, sa projection en surface est l'épicentre. Les ondes sismiques, émises lors de la rupture, se propagent dans toutes les directions de l'espace, formant une succession de fronts d'ondes sismiques.

À partir des temps d'arrivées des différentes ondes enregistrées par un réseau de stations sismologiques local ou régional (*c.-à-d.* pour des distances épicentrales inférieure à 500 km), il est possible de localiser les séismes de faible et moyenne magnitude ($M_W \leq 6$). Ces temps d'arrivées des ondes, ainsi lus sur les sismogrammes, constituent le vecteur de données, noté $\mathbf{d}^{obs}$. Localiser un séisme correspond à la résolution d'un problème inverse dont le but est de définir les valeurs solutions de $n = 4$ inconnues (ou paramètres) formant le vecteur $\mathbf{p}$:

— la longitude (ϕ_h) de l'épicentre ;

— la latitude (λ_h) de l'épicentre ;

— la profondeur (h_z) du foyer ;

— l'heure d'origine (t_0) du séisme.

Dans ce travail, nous étudions de façon précise la localisation des séismes. Des méthodes alternatives permettent de localiser en temps réel et de manière automatisée les séismes, afin d'éditer rapidement les bulletins préliminaires nécessaires aux autorités publiques en cas d'alerte sismique (p. ex., Satriano & coll., 2008).

1.1 Généralités sur les processus d'inversion

Un *problème direct* peut être vu, par exemple, comme la mise en œuvre d'une expérimentation en laboratoire, où des résultats univoques sont établis à partir de différentes conditions expérimentales maîtrisées. Le *problème inverse* associé propose alors de retrouver les conditions expérimentales à partir du résultat de l'expérience, par un processus dit d'*inversion*.

Ainsi, bien qu'il soit relativement simple de générer des temps d'arrivées aux stations $\mathbf{d}^{\text{cal}}$ à partir d'une position connue de l'hypocentre $\mathbf{p}$ (problème direct), avec

$$\mathbf{d}^{\text{cal}} = g(\mathbf{p}) \,, \tag{II.1-1}$$

selon des lois et des principes physiques établis et transcrits dans g, il est plus difficile d'évaluer l'hypocentre expliquant au mieux les observations $\mathbf{d}^{\text{obs}}$ (problème inverse). Les données synthétiques étant alors une image des paramètres, au travers d'un opérateur g, linéaire ou non. Localiser un séisme revient donc à un processus inverse consistant à déterminer des *causes*, connaissant des *effets*,

$$\mathbf{p} = g^{-1}(\mathbf{d}^{\text{obs}}) \,. \tag{II.1-2}$$

avec g^{-1} une fonctionnelle, généralement non linéaire. En effet, il n'existe pas de relation linéaire simple entre les temps d'arrivées observés et les coordonnées spatiales et temporelles de la source. De plus, cette relation doit composer avec l'imprécision des mesures et la formulation simplifiée du problème direct modélisant un phénomène naturel, par essence complexe.

Lorsque le problème est « bien posé », c.-à-d. d'après Hadamard (1902) qu'une solution unique existe et dépend de façon continue des données ; les mêmes *causes* produisent les

mêmes *effets*. Par contre, il est tout à fait possible que les mêmes *effets* puissent provenir de *causes* différentes, g^{-1} n'étant pas nécessairement bijective, et le principal obstacle de l'étude des problèmes inverses est souvent que plusieurs solutions soient envisageables.

La résolution d'un problème inverse, dans notre cas la localisation d'un séisme, repose alors sur un principe fondamental qui est de guider la recherche des paramètres par la minimisation de la fonction coût [1] $\mathcal{S} = \left\| \mathbf{d}^{\text{obs}} - g(\mathbf{p}) \right\|$. Cette fonction coût mesure la différence entre les données observées $\mathbf{d}^{\text{obs}}$ et celles prédites $\mathbf{d}^{\text{cal}}$ par un modèle dans une certaine configuration de paramètres $\mathbf{p}$.

Il est possible de classifier les méthodes de résolution du problème inverse en deux grandes familles distinctes :

— **Les méthodes « déterministes ».** Elles reposent sur une linéarisation, souvent *locale*, du problème. Elles offrent une solution unique très facile à exploiter, et ont l'avantage de converger rapidement la plupart du temps. Il est cependant difficile d'estimer avec précision des incertitudes réalistes liées à cette solution. De plus, outre le fait que ces procédures peuvent potentiellement diverger (et ne fournir aucune solution), elles peuvent échouer à trouver la solution optimale, tout en fournissant des valeurs biaisées mais vraisemblables à l'utilisateur. Nous détaillerons plus tard la dépendance de ce type de méthodes à des connaissances *a priori* ;

— **Les méthodes « probabilistes ».** Elles reposent sur une recherche non linéaire *globale* des paramètres et déterminent un ensemble de solutions sous la forme de distributions de densités de probabilités des paramètres. La covariance entre les paramètres est explicitement examinée par la résolution du problème direct et n'as pas besoin d'être approchée localement par l'usage de matrices de dérivées partielles. Ces méthodes sont généralement plus coûteuses en temps de calcul, elles sont pour autant de plus en plus utilisées avec l'essor des moyens informatiques. La difficulté de ce type de méthodes réside dans le fait que l'ensemble des solutions est parfois complexe à exploiter et qu'un travail important de caractérisation du résultat, en aval du processus d'inversion, est indispensable. Au sens strict du terme, les méthodes probabilistes ne regroupent que

1. La fonction coût est appelée « misfit » en anglais.

les méthodes type Monte-Carlo, faisant intervenir des nombres aléatoires ; au sens large, elles concernent l'ensemble des méthodes bayésiennes.

1.2 Des méthodes déterministes locales ...

Dans le problème de la localisation des séismes, certains auteurs comme Buland (1976) considèrent que le problème est faiblement non linéaire et qu'il est donc facilement linéarisable. Cela est vrai, mais seulement au voisinage de la solution et pour un problème « bien posé ». Par conséquent, lorsque l'on estime être proche de la solution, on peut envisager de linéariser le problème, g (équation II.1-2) devenant en quelque sorte un opérateur linéaire.

De nombreuses méthodes déterministes de localisation des hypocentres existent, qu'elles soient itératives ou non (voir Thurber & Rabinowitz, 2000 ; Ge, 2003a,b, pour une revue). Je présente ici un algorithme robuste, classique et certainement le plus largement utilisé. Il se base sur une technique linarisée et iterative des moindres carrées, développée il y a plus d'un siècle par Ludwig Carl Geiger (1910, 1912) [1].

1.2.1 L'algorithme de Geiger (1912)

Cette méthode de résolution de problèmes inverses par moindres carrés correspond à l'optimisation itérative de la localisation de l'hypocentre d'un séisme par l'algorithme de Gauss-Newton (lui-même étant une généralisation pour un espace multidimensionnel de la méthode de Newton-Raphson). C'est donc un processus déterministe qui attribue une unique solution à un problème surdéterminé (le nombre d'équations est supérieur au nombre d'inconnues).

Soit un séisme dont l'hypocentre est inconnu, mais dont on dispose de m temps d'arrivées de différentes phases τ (directes, réfléchies ou réfractées) lues sur les sismogrammes de différentes stations. Les erreurs sur les données sont présumées être des variables aléatoires normalement et indépendamment distribuées. On définit alors $\mathcal{T}_{ij}(\mathbf{p}_h)$, le j^{e} temps d'arrivée

1. Ludwig Carl Geiger est un physicien et sismologue suisse (1882–1966).

d'une phase i lu à une station, où $\mathbf{p}_h$ représente les paramètres de l'hypocentre :

$$\mathbf{p}_h = \begin{pmatrix} \phi_h \\ \lambda_h \\ h_z \\ t_o \end{pmatrix} . \tag{II.1-3}$$

Afin de retrouver $\mathbf{p}_h$, le système est initialisé avec une solution *a priori* $\mathbf{p}_1$ proche de $\mathbf{p}_h$. À la première itération, $\mathbf{p}_1$ est parfois défini arbitrairement. L'épicentre initial correspond généralement à une position 100 mètres au nord de la station où l'enregistrement est le plus précoce (Ge, 2003b), ou au centre du réseau. Le temps d'arrivée initial est égal à celui de la première arrivée d'onde à la première station, retranché de quelques secondes. La profondeur est initialisée par une valeur discrète, généralement 5 ou 10 km. La différence entre $\mathbf{p}_1$ et $\mathbf{p}_h$ est notée $\delta\mathbf{p}_k$. On verra par la suite que, à chaque itération, $\mathbf{p}_k$ prend la valeur de $\mathbf{p}_{k-1} + \delta\mathbf{p}_{k-1}$. Ainsi,

$$\mathcal{T}_{ij}(\mathbf{p}_h) = \mathcal{T}_{ij}(\mathbf{p}_k + \delta\mathbf{p}_k) , \tag{II.1-4}$$

et par développement de Taylor du polynôme du premier ordre [1],

$$\begin{aligned} \mathcal{T}_{ij}(\mathbf{p}_h) &\simeq \mathcal{T}_{ij}(\mathbf{p}_k) + \frac{\partial \mathcal{T}_{ij}}{\partial \phi}\delta\phi_k + \frac{\partial \mathcal{T}_{ij}}{\partial \lambda}\delta\lambda_k + \frac{\partial \mathcal{T}_{ij}}{\partial z}\delta z_k + \frac{\partial \mathcal{T}_{ij}}{\partial t}\delta t_k \\ &\simeq \mathcal{T}_{ij}(\mathbf{p}_k) + \nabla\mathcal{T}_{ij}(\mathbf{p}_k)\, \delta\mathbf{p}_k , \end{aligned} \tag{II.1-5}$$

avec $\mathcal{T}_{ij}(\mathbf{p}_h)$, le temps d'arrivée réel et $\mathcal{T}_{ij}(\mathbf{p}_k)$, le temps d'arrivée théorique calculé pour une position approchée de l'hypocentre. On note γ_{ij} la différence $\mathcal{T}_{ij}(\mathbf{p}_h) - \mathcal{T}_{ij}(\mathbf{p}_k)$. Ainsi,

$$\gamma_{ij} = \nabla\mathcal{T}_{ij}(\mathbf{p}_k)\, \delta\mathbf{p}_k . \tag{II.1-6}$$

Le facteur de correction $\nabla\mathcal{T}_{ij}(\mathbf{p}_k)$, est alors fonction de dérivées partielles calculables analytiquement (*cf.* exemple 1) ou par différences finies (en se contentant par exemple de différences centrées d'ordre 2). Le système défini par l'équation (II.1-5) est un système à m équations et 4 inconnues ($\delta\phi$, $\delta\lambda$, δz et δt) correspondant à un problème surdéterminé dont l'écriture

1. On peut noter que Thurber (1985) utilise à la fois les dérivés du premier et second ordre, constatant ainsi une amélioration de la stabilité de la méthode dans certains cas.

matricielle est

$$G\,\delta\mathbf{p}_k \;=\; \gamma\,, \tag{II.1-7}$$

avec

$$G = \begin{pmatrix} \dfrac{\partial \mathcal{T}_{\tau 1}}{\partial \phi} & \dfrac{\partial \mathcal{T}_{\tau 1}}{\partial \lambda} & \dfrac{\partial \mathcal{T}_{\tau 1}}{\partial z} & \dfrac{\partial \mathcal{T}_{\tau 1}}{\partial t} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \dfrac{\partial \mathcal{T}_{\tau m}}{\partial \phi} & \dfrac{\partial \mathcal{T}_{\tau m}}{\partial \lambda} & \dfrac{\partial \mathcal{T}_{\tau m}}{\partial z} & \dfrac{\partial \mathcal{T}_{\tau m}}{\partial t} \end{pmatrix},\ \delta\mathbf{p}_k \;=\; \begin{pmatrix} \delta\phi \\ \delta\lambda \\ \delta z \\ \delta t \end{pmatrix} et\ \ \gamma \;=\; \begin{pmatrix} \gamma_{\tau 1} \\ \vdots \\ \gamma_{\tau m} \end{pmatrix}. \tag{II.1-8}$$

On peut représenter l'erreur commise par le vecteur ζ,

$$\zeta = \gamma - G\delta\mathbf{p}_k\,. \tag{II.1-9}$$

La norme $\left\|\zeta\right\|$ est minimale, si et seulement si $\delta\mathbf{p}_k$ satisfait les équations normales

$$G^{\mathrm{T}}\,G\,\delta\mathbf{p}_k \;=\; G^{\mathrm{T}}\,\gamma\,, \tag{II.1-10}$$

Ainsi, la solution au sens des moindres carrés pour le système défini par l'équation (II.1-7) est

$$\delta\mathbf{p}_k = (G^{\mathrm{T}}\,G)^{-1}\,G^{\mathrm{T}}\,\gamma\,. \tag{II.1-11}$$

Une fois le vecteur de correction $\delta\mathbf{p}_k$ évalué, il est ajouté à $\mathbf{p}_k$ en vue d'une nouvelle itération. Ce processus est répété jusqu'à ce qu'un critère d'erreur donnée soit rempli (p. ex., erreur inférieure à une valeur seuil ou nombre maximal d'itérations). L'algorithme converge alors vers $\mathbf{p}_h$ à partir d'une solution initiale $\mathbf{p}_1$ proche de $\mathbf{p}_h$. $\delta\mathbf{p}_k$ diminue rapidement et la solution finale est généralement approchée après seulement quelques itérations. L'effet total de l'inadéquation entre les temps d'arrivées observés et calculés $\mathcal{S}$ est appelé fonction coût,

$$\mathcal{S} = \sqrt{\frac{\gamma^{\mathrm{T}}\gamma}{m-q}}\,, \tag{II.1-12}$$

où m correspond au nombre d'équations et q est le degré de liberté. Pour le nombre de paramètres définis par l'équation II.1-3, le degré de liberté est égal à 4. On remarque ici que 5 données sont nécessaires pour conserver un ratio strictement positif, avec $m - q > 0$.

Une des limitations majeures de cette méthode est sa prédisposition à ne pas converger vers une solution, suite à une instabilité liée à l'inversion matricielle. Ce phénomène est généralement le résultat d'une mauvaise géométrie du réseau de stations (p. ex., Bondár & coll., 2004), d'un modèle de Terre pour le calcul des temps de propagations mal contraint ou complexe (anisotropie, présence de discontinuités intracrustales, hétérogène, *etc*), ou d'une anomalie des données (mauvaise identification de l'arrivée d'une onde sur le sismogramme, décalage en temps de la station).

L'identification des valeurs aberrantes se fait au cours des itérations de l'inversion. Après un certain nombre d'itérations, si une donnée observe un décalage en temps supérieur à une valeur seuil avec le modèle, la donnée est écartée et ne participe plus à la recherche de l'hypocentre. Pour autant, le problème est complexe, car, même si les données aberrantes existent, elles ne sont identifiées ici comme aberrantes qu'après la définition d'un hypocentre auxquelles elles ont participé à définir. De plus, pour un seuil trop faible, un trop grand nombre de données peut être rejeté. Nous verrons par la suite comment identifier les valeurs aberrantes avant la procédure de localisation.

Exemple 1

Prenons l'exemple d'arrivées des ondes P_g à la station Λ dans le cas d'un modèle de vitesse homogène et isotrope en coordonnées cartésiennes (pour des exemples plus complexes *cf.* Lee & Lahr, 1975, p. 97-110). Soit Δ_h, le trajet parcouru par l'onde entre la station et l'hypocentre (distance hypocentrale),

$$\Delta_h = \sqrt{(x_\Lambda - x_k)^2 + (y_\Lambda - y_k)^2 + (z_\Lambda - h_k)^2}\,.$$

Le j^e temps d'arrivée théorique correspondant à l'onde P_g enregistrée à la station Λ est

$$\mathcal{T}_{P_g j}(\mathbf{p}_k) = t_k + \frac{\Delta_h}{\alpha}\,,$$

avec α, la vitesse des ondes en km.s^{-1}. On peut ainsi définir les éléments de la matrice des dérivées partielles G (équation II.1-8),

$$\frac{\partial \mathcal{T}_{P_g j}}{\partial x_k} = \frac{x_k - x_\Lambda}{\alpha\,\Delta_h}\,, \quad \frac{\partial \mathcal{T}_{P_g j}}{\partial y_k} = \frac{y_k - y_\Lambda}{\alpha\,\Delta_h}\,, \quad \frac{\partial \mathcal{T}_{P_g j}}{\partial z_k} = \frac{z_k - h_\Lambda}{\alpha\,\Delta_h} \quad et \quad \frac{\partial \mathcal{T}_{P_g j}}{\partial t_k} = 1\,.$$

L'estimation des incertitudes (voir Flinn, 1965, pour un détail du calcul) sur les paramètres est mal appréhendé localement, menant à la sous estimation générale de la variance des

paramètres ; déjà Harold Jeffreys (1970) soulignait en parlant des paramètres hypocentraux : « l'écart-type est une estimation minimale de l'incertitude ».

Un des paramètres clé est la profondeur *a priori* du séisme utilisée comme condition initiale (z_1). La solution *a posteriori* sur la profondeur a une forte propension à être très corrélée à la profondeur *a priori* proposée lors de la première itération. Pour s'affranchir de ce problème, l'approche la plus communément employée est de tester plusieurs valeurs initiales z_1 et de retenir celle qui minimise le plus la fonction coût $\mathcal{S}$ – l'écart entre les données réelles et les données modélisées – (p. ex., Arroucau, 2006 ; Golle, 2013).

Un grand nombre de programmes est basé sur cette méthode, parmi eux on peut citer : HypoLayr (Eaton, 1970) ; Hypo-71 (Lee & Lahr, 1975) ; FastHypo (Herrmann, 1979) ; HypoEllipse (Lahr, 1980) ; HypoCenter (Lienert & coll., 1986) ; LocSat (Bratt & Bache, 1988) ; HypoSat (Schweitzer, 1997) ; ou plus récement : HypoInverse (Klein, 2002) et HypRef (Fréchet & coll., 2011). Ces algorithmes diffèrent par la pondération des données (en fonction de la qualité des données, de la distance ou l'azimuth), par l'évaluation des incertitudes et la prise en compte des élévations de la station, des arrivées secondaires, des corrections de temps d'arrivée (selon la source, le trajet ou la station) ou des valeurs aberrantes.

1.2.2 Les dépendance aux connaissances *a priori*

Nous avons vu précédemment la détermination par la méthode Geiger (1912) de l'hypocentre d'un séisme à partir des temps d'arrivées aux stations. Ce problème inverse suppose un modèle de Terre – *c.-à-d.* la structure sismique – permettant le calcul des temps de propagation des ondes lors de la résolution du problème direct, ainsi que la définition des dérivées partielles de la matrice G (équation II.1-7). On peut se demander quelle est l'influence d'un modèle de Terre imprécis, voire inapproprié. Pour cela, nous nous appuyons sur un exemple synthétique (figure II.1-1). De plus, pour illustrer une dépendance au modèle initial $\mathbf{p}_1$, 1 500 000 modèles de départ différents sont testés en parallèle.

Le jeu de données est composé de temps d'arrivées de différentes phases avec 15 P_g, 11 P_n, 15 S_g et 11 S_n, où les ondes P_g et S_g sont des ondes directes et P_n et S_n des ondes réfractées au Moho. Les ondes compressives et cisaillantes étant notées P et S respectivement. Ces phases sont modélisées au travers d'une structure composée de 6 couches crustales et une

profondeur de la discontinuité de Mohorovičić de 32 km, appelé modèle initial (ce modèle réaliste pour le Massif armoricain est issu des travaux de Arroucau, 2006). Afin d'ajouter un bruit aux données, chaque phase est échantillonnée dans une loi normale centrée, $\mathcal{N}(0,\sigma)$, dont l'écart-type dépend du type d'onde (σ =0,05 s pour les P, et σ =0,1 s pour les S). Le modèle **A** est le modèle « Haslach simplifié » (Rothé & Peterschmitt, 1950) utilisé par le Réseau National de Surveillance Sismique (RéNaSS). Le modèle **B** correspond au modèle couramment utilisé par le Laboratoire de Détection et de Géophysique du DAM-CÉA (LDG).

Un premier test illustre la validité établie de la méthode Geiger (1912) pour une structure sismique adéquate. Le modèle de Terre utilisé étant celui qui a généré les données (modèle initial, figure II.1-1), l'ensemble des 1 500 000 inversions converge vers des valeurs proches des valeurs à retrouver (flèches fuchsias, figure II.1-1). On remarquera tout de même la non-unicité marquée de la solution, avec deux ensembles de solutions distincts. Ainsi, en fonction des paramètre initiaux *a priori*, un tiers des inversions se retrouve « piégé » dans un minimum local de la fonction coût, toutefois assez proche de la solution recherchée (minimum global).

Dans un deuxième test, le modèle de Terre (modèle **A**, figure II.1-1) est légèrement différent du modèle initial (avec une profondeur de Moho plus faible de 2 km). On retrouve ici la non-unicité de la solution, avec des ensembles solutions distincts et très ponctuels. Bien que quelques inversions, partant d'un modèle initial proche de la valeur recherchée, convergent vers une estimation correcte de la solution, une grande partie des résultats sont systématiquement biaisés et quelques inversions divergent. La profondeur du séisme est constamment sur-évaluée de 7 km.

Dans un troisième test, le modèle de Terre (modèle **B**, figure II.1-1) diffère plus encore du modèle initial (sous-évaluation de la profondeur du Moho de 6 km, zone de faible vitesse en surface). Dans ce cas, près des trois quarts des inversions divergent. L'ensemble solution est plus multimodal et plus étalé que précédemment, surtout pour les paramètres t_0 et h_z alors mal contraints. L'épicentre est estimé avec un large biais mais semble toutefois être en apparence bien contraint ; un lecteur mal averti y verrait une solution précise et donc exacte de l'épicentre. La structure sismique et le modèle initial sont donc des *a priori* qui conditionnent la solution. Le modèle initial influe d'autant plus que la structure sismique est mal estimée. Ce constat reflète en l'occurrence un problème *mal posé*. Dans le cas en

II

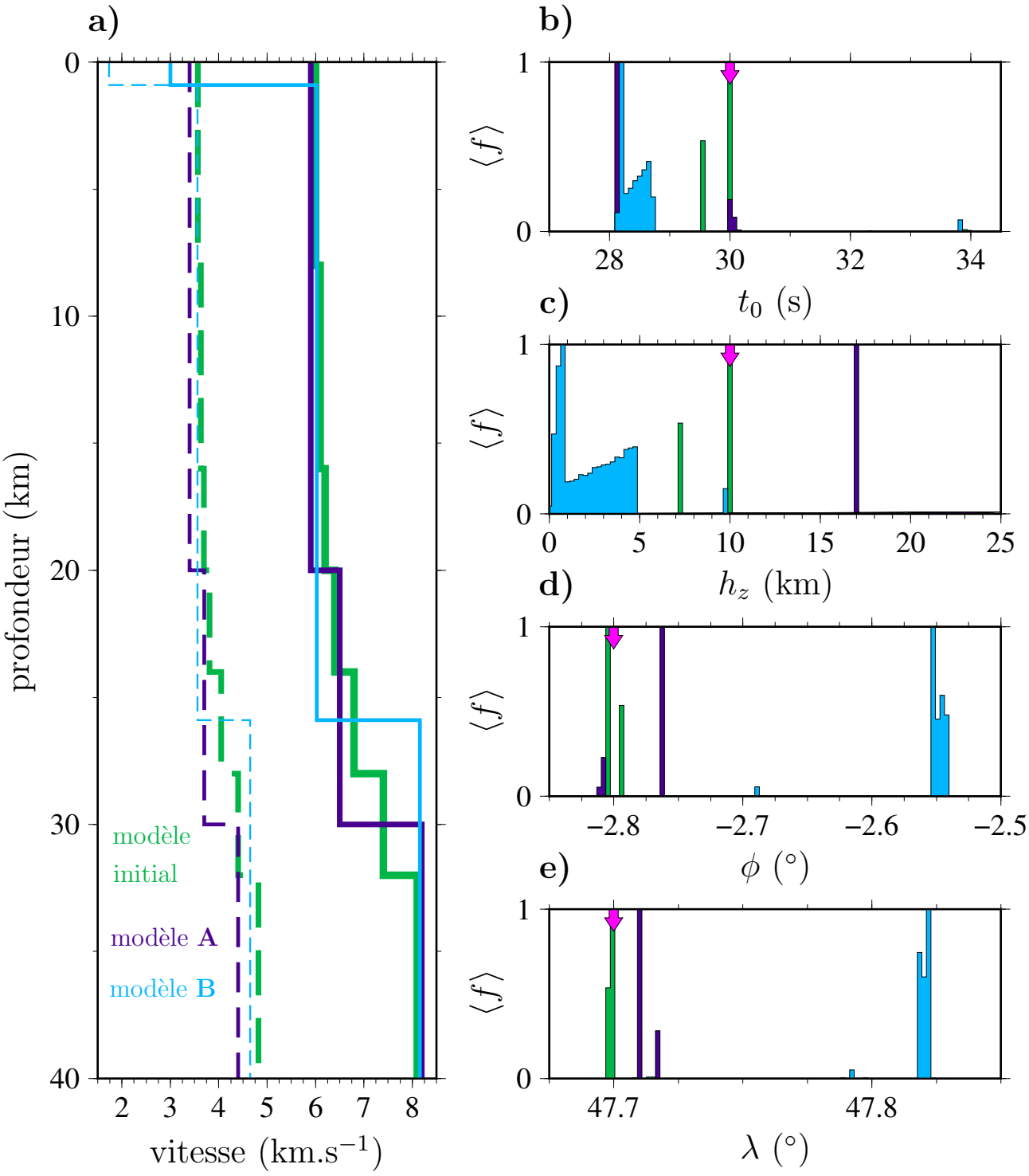


Figure II.1-1 – Effets des modèles de vitesses et du modèle initial sur une inversion type Geiger (1910) dans un cas synthétique (avec ajout de bruit). Pour chaque modèle de vitesse (modèle initial, A et B), 1 500 000 inversions itératives sont initiées avec un même ensemble de modèles initiaux proches de la solution recherchée. **a)** Modèles de vitesse des ondes *P* (trait plein) et *S* (trait pointillé). Le modèle de vitesse initial (vert) est utilisé pour le calcul des données synthétiques. **b–e)** Distributions de probabilités marginales, avec $\langle f \rangle$ la fréquence normalisée par 1, de chaque paramètre de source pour l'ensemble des inversions. Les flèches fuchsias pointent les valeurs à retrouver.

l'espèce, les données (en trop faibles quantité, avec de trop grandes incertitudes) et les erreurs accumulées lors du calcul du problème direct (modèle de Terre trop fortement biaisé) ne permettent plus de faire l'hypothèse qu'il existe une solution unique dépendant de façon continue des données.

1.2.3 Les autres méthodes déterministes

Une première alternative à la méthode Geiger (1912) est la procédure du simplex (Dantzig & coll., 1955). Cet algorithme se révèle moins sensible au choix des paramètres initiaux (Rabinowitz, 2000 ; Ge, 2003b), mais demeure néanmoins très peu utilisé.

Par ailleurs, la détermination absolue et synchrone de plusieurs tremblements de terre, appelée JHD pour « Joint Hypocenter Determination » en anglais (p. ex., Douglas, 1967), permet l'utilisation de corrections statiques aux stations prenant en compte des imprécisions de la structure. Cette méthode est relativement efficace dans le cas de la localisation de plusieurs séismes dans une région où des variations latérales de vitesses sont observées. On utilise alors un choc principal et ses répliques ou des essaims (répétitions irrégulières d'événements proches sous forme de crises). Elle peut être couplée avec une recherche simultanée d'un modèle de vitesse 1-D (algorithme VELEST Kissling, 1988 ; Kissling & coll., 1994). Une série de tremblements de terre peut aussi être localisée de façon relative : i) par rapport à un événement de référence appellé événement *maître* (« master event » en anglais, p. ex., Deichmann & Garcia-Fernandez, 1992) ou ii) les uns par rapport aux autres par la méthode de double différences (algorithme HYPODD, Waldhauser & Ellsworth, 2000). La localisation relative des séismes utilise à la fois les temps d'arrivées absolus des ondes et les maxima des corrélations de sismogrammes de séismes proches enregistrés à la même station. Cependant, la technique d'événement maître suppose à la fois un événement proche qui soit bien caractérisé et que l'ensemble des séismes soit dans un volume restreint. Les méthodes de double différences nécessitent, quant à elles, des réseaux denses proches de zones continues de sismicité potentiellement répartie sous la forme d'amas. Cette méthode se prête donc bien à des régions de forte sismicité telle que la Californie.

Le principal problème rencontré par l'ensemble de ces méthodes déterministes est la non-unicité de la solution et sa dépendance à l'égard de connaissances *a priori*. Cette difficulté est encore présente dans le cas de la localisation relative d'événements (Michelini & Lomax,

2004a,b) que le modèle de Terre utilisé soit 1-D (Waldhauser & Ellsworth, 2000), ou 3-D (Zhang & Thurber, 2003 ; Thurber & Zhang, 2004). Ainsi, contrairement à ce que peut affirmer Lomnitz (2006, 2008), le problème de la localisation d'un séisme n'est pas « mal posé » en soi (voir p. ex., Woodgold, 2008), mais il est dépendant du modèle de Terre imposé. De plus, il est d'autant plus dépendant au modèle initial que la structure sismique estimée est erronée.

La question que nous pouvons nous poser maintenant est de savoir si les méthodes probabilistes peuvent estimer, prévenir ou même s'affranchir de ces difficultés ?

1.3 . . . aux méthodes probabilistes globales

Sambridge & Kennett (1986) sont les premiers à utiliser le potentiel des méthodes probabilistes dans le problème de la localisation de tremblements de terre. Cette étude est encouragée par l'augmentation exponentielle de la rapidité de temps de calcul des ordinateurs (Moore, 1965) ainsi que des travaux contemporains cherchant à regarder les données et les paramètres comme des densités de probabilités (p. ex., Tarantola & Valette, 1982). Pour accélérer la convergence, ils découplent la recherche du temps initial (t_0) et de la localisation spatiale (ϕ, λ, h_z). Le temps initial est approché de manière itérative, et pour chaque itération, la position du séisme est recherchée sur les nœuds d'une grille (dont l'ensemble des temps de propagation ont été calculés préalablement). Cette méthode, comme l'ensemble des méthodes probabilistes, n'a pas besoin de définir les dérivées partielles contenues dans une matrice G (équation II.1-7), rendant cette procédure de localisation stable numériquement. Ainsi, seuls les temps de parcours sont évalués, et ce à partir de n'importe quel modèle de Terre, du plus simpliste (1-D), aux plus complexes (latéralement hétérogène, anisotrope, . . .). De plus, une estimation précise et réaliste des intervalles de confiance sur les paramètres hypocentraux devient possible.

Sambridge & Gallagher (1993) reprennent l'approche de Sambridge & Kennett (1986), en perfectionnant la recherche des paramètres effectuée par analogie au brassage génétique, au travers d'un algorithme génétique. Billings (1994) utilise une autre classe d'algorithme, le recuit simulé, inspiré des cycles thermiques utilisés en métallurgie. Ces deux dernières méthodes sont de type Monte-Carlo (voir Mosegaard & Tarantola, 1995 ; Sambridge & Mosegaard, 2002, pour une revue). Ainsi, l'exploration de l'espace des paramètres est guidée

par une démarche stochastique suivant une génération de nombres aléatoires. Ces nouvelles approches entrainent des études inédites de la caractérisation des covariances entre les paramètres (Billings & coll., 1994a) ou de l'évaluation des erreurs sur les données (Billings & coll., 1994b). Et, lorsque des désaccords apparaissent dans la littérature sur les implications de ces nouveaux débouchés (Lomnitz, 1995 ; Billings & coll., 1995), il y a toujours consensus sur la faculté des méthodes probabilistes à répondre à de nouvelles questions (Lomnitz, 1995).

À la recherche de procédures efficaces dans l'exploration des paramètres, Sambridge (1999a, 2001) développe l'algorithme de voisinage, puis l'applique avec succès sur les paramètres hypocentraux (Sambridge & Kennett, 2001). L'utilisation de modèles de terre en 3 dimensions décrivant la structure sismique, lorsqu'ils sont disponibles, sont pleinement exploités par les méthodes probabilistes (p. ex., algorithme NonLinLoc, Lomax & coll., 2000, 2009).

Récemment, Myers & coll. (2007) ouvrent la voie de la localisation simultanée de plusieurs séismes, dans le cadre d'une méthode probabiliste, avec BAYHLoc. Cette approche repose sur un modèle de Terre fixe, mais des corrections (sur la source, le trajet ou proche de la station) sont possibles grâce au recours à un grand nombre de séismes. L'utilisation d'une méthode hiérarchique bayésienne (qui tend à modéliser le manque d'information *a priori* sur les paramètres) permet, par exemple, de changer le type d'onde (dans le cas d'une arrivée d'onde mal identifiée) pour un temps d'arrivée pointé (Myers & coll., 2009).

Lorsque la structure sismique est mal connue dans une région, nous avons vu que le problème pouvait devenir *mal posé* (p. ex., Husen & Hardebeck, 2010, ou figure II.1-1). Par ailleurs, Richards & coll. (2006) observent que pour une variation de 5% de la vitesse sismique, l'épicentre est estimé avec une erreur de 25 km à une distance épicentrale de 500 km. Pour remédier à ce problème, les incertitudes sur le modèle de Terre peuvent être estimées, puis prises en compte (p. ex., Myers & coll., 2007 ; Gesret & coll., 2015). Une alternative est de déterminer conjointement les paramètres hypocentraux et structuraux (p. ex., Kissling, 1988 ; Kissling & coll., 1994, dans le cas déterministe). Ainsi Arroucau (2006) ou Kim & coll. (2006, 2014) développent des procédures hybrides recherchant les paramètres d'un modèle de Terre plus ou moins complexe de manière probabiliste, dans lequel à chaque itération l'épicentre du ou des séisme(s) est(sont) fourni(s) par un algorithme déterministe de type Geiger (1912) comme Hypo-71 (Lee & Lahr, 1975).

On observe ainsi depuis une trentaine d'années, une augmentation conséquente de l'utilisation des méthodes probabilistes. Le fait qu'elles soient plus coûteuses en temps de calcul n'est plus un obstacle à l'heure du calcul en parallèle et des superordinateurs. De plus, ces méthodes sont plus aptes à prendre en compte de nouveaux *a priori*. Cependant, en France, seuls certains observatoires régionaux optent de nos jours pour des méthodes probabilistes dans la localisation de la sismicité locale ou régionale (Béthoux & coll., 2013). Les agences nationales (LDG, RéNaSS, ...) ou internationales (EMSC, USGS, ...) conservent les méthodes déterministes dans la construction des bulletins sismiques (p. ex., catalogue Si-Hex, Cara & coll., 2015).

Pour aller plus loin dans ces approches probabilistes, et tenter de s'affranchir des problème exposés plus hauts (non-unicité, dépendances aux connaissances *a priori*), nous proposons ici une procédure de détermination stochastique et simultanée des paramètres hypocentraux et structuraux ; cette méthode est présentée dans le prochain chapitre.

Détermination McMC des paramètres hypocentraux et structuraux

Sommaire

2.1 **Les méthodes de type Monte-Carlo par chaîne de Markov** 71
2.1.1 Une approche bayésienne 72
2.1.2 L'exploration McMC 75
2.1.3 Les Chaînes de Markov 76
2.1.4 L'algorithme de Metropolis 78
2.2 **L'exploration McMC des paramètres hypocentraux et structuraux** 82
2.2.1 Le problème direct et les données 82
2.2.2 Les contraintes *a priori* 90
2.2.3 Les paramètres de réglage 95
2.2.4 Une stratégie de recherche en deux temps : coldruns et hotruns 97
2.2.5 Un exemple de comportement dans un cas sous-déterminé 104
2.2.6 L'étude *a posteriori* 104
2.2.7 L'implémentation pratique de la méthode 112

Dans cette partie, nous détaillons le processus de détermination stochastique des paramètres hypocentraux et structuraux par une méthode de type Monte-Carlo par chaîne de Markov (McMC) développée dans le cadre de cette thèse.

2.1 Les méthodes de type Monte-Carlo par chaîne de Markov

Les méthodes de type Monte-Carlo sont des algorithmes d'exploration globale de l'espace des paramètres. L'exploration de cet espace, souvent multidimensionnel, ne peut pas être

exhaustive, mais optimisée pour favoriser la rapidité d'exécution. Les modèles (c.-à-d. des configurations particulières des paramètres) sont échantillonnés de manière aléatoire. Le nom Monte-Carlo provient du quartier monégasque, par analogie aux nombres aléatoires générés par les roulettes dans les casinos de la Principauté.

Comme nous le verrons, la résolution probabiliste d'un problème inverse par le formalisme bayésien a l'avantage de ne reposer que sur le calcul de la fonction coût (impliquant la résolution du problème direct). L'utilisation de la formule de Bayes par les méthodes Monte-Carlo permet l'évaluation de la fonction de densité de probabilité [1] *a posteriori* des paramètres, par la combinaison d'une information *a priori* sur les paramètres et des observations.

2.1.1 Une approche bayésienne

L'inférence bayésienne consiste, à partir d'un échantillon issu d'une population, à induire les caractéristiques inconnues d'une population. Toute l'information est représentée alors en probabilités, c.-à-d. en degrés de connaissance. Ainsi, l'inférence bayésienne permet de réviser notre jugement dès lors que nous obtenons une nouvelle information. Ceci équivaut à passer d'une probabilité *a priori* (ou connaissance initiale), précédant la prise en compte du nouvel élément, à une probabilité *a posteriori* (ou connaissance révisée). Elle repose sur le *théorème de Bayes* dérivé des travaux de Thomas Bayes [3] sur la détermination d'une distribution *a posteriori* de la probabilité p d'une loi binomiale (Bayes & Price, 1763, paru à titre posthume). Ce théorème sera ensuite retrouvé indépendamment par Laplace (1774). L'inférence bayésienne s'oppose à une approche fréquentiste. Cournot (1843, p. 155) oppose ainsi « probabilité » et « chance » et présente une distinction fondamentale entre « les probabilités objectives [ou fréquentistes], qui donnent la mesure de la possibilité des choses, et les probabilités subjectives [ou bayésiennes], relatives en partie à nos connaissances, en partie à notre ignorance, variables d'une intelligence à l'autre, selon leurs capacités et les données qui leurs sont fournies. »

Pour aboutir au théorème de Bayes, on part de la définition d'une probabilité condition-

1. Une fonction de densité de probabilité est souvent nommée *pdf* pour « probability density function » en anglais.

3. Thomas Bayes était un mathématicien britannique et révérend de l'Église presbytérienne (~1701–1761).

nelle,

$$\mathbb{P}(A) \times \mathbb{P}(B|A) = \mathbb{P}(A \cap B) = \mathbb{P}(B) \times \mathbb{P}(A|B) \,. \tag{II.2-1}$$

A est l'événement dont on recherche la probabilité. B est l'événement auquel on souhaite confronter l'événement A (ce peut être une connaissance préalable ou une observation). $\mathbb{P}(A|B)$ est alors la probabilité conditionnelle de A sachant B, c'est ainsi la probabilité *a posteriori* de A après avoir pris connaissance de B. $\mathbb{P}(B|A)$ est la fonction de vraisemblance [1] de A, c'est-à-dire la probabilité d'avoir B sachant que A s'est produit. $\mathbb{P}(A)$ est la probabilité *a priori* de A (appelée prior) qui précède toute information sur B. $\mathbb{P}(B)$ est la probabilité *a priori* de B (appelée preuve ou « evidence » en anglais) qui peut être développée sous la forme :

$$\mathbb{P}(B) = \int_{\mathcal{M}} \mathbb{P}(B|A)\, \mathbb{P}(A)\, dA \,, \tag{II.2-2}$$

où $\mathcal{M}$ représente l'ensemble continu des configurations possibles de A. La distribution *a posteriori*, exprimant explicitement l'incertitude sur le paramètre A, combine alors au sein du *théorème de Bayes*, l'information initiale avec une nouvelle information B,

$$\mathbb{P}(A|B) = \frac{\mathbb{P}(B|A) \times \mathbb{P}(A)}{\mathbb{P}(B)} \,. \tag{II.2-3}$$

Ce théorème est originellement nommé « de la probabilité des causes ». Il est par essence même une démarche d'inversion puisqu'il tend à « remonter des effets aux causes » ; des observations aux paramètres (p. ex., Lecoutre, 2005).

Les domaines d'application de cette formule sont pléthoriques (sciences naturelles, médecine, physique des particules, sciences cognitives, *etc*), le nombre de publications scientifiques sur le sujet est en constante progression depuis une soixantaine d'années (figure II.2-1) menant aujourd'hui à ce que plus de ∼ 1‰ des articles soit publié avec le terme « bayes » dans leur titre. On peut, par ailleurs, citer la plaidoirie de Henri Poincaré, Gaston Darboux, et Paul Appell (1909) témoignant de l'innocence du capitaine Alfred Dreyfus qui repose de façon implicite sur la formule de Bayes. Par ailleurs, nous effectuons tous, à la manière de Monsieur Jourdain, des jugements probabilistes bayésiens dans la vie quotidienne, sans

1. La vraisemblance $\mathbb{P}(B|A)$ est aussi notée $\mathbb{L}(B|A)$ pour « **L**ikelihood » pour en anglais.

II

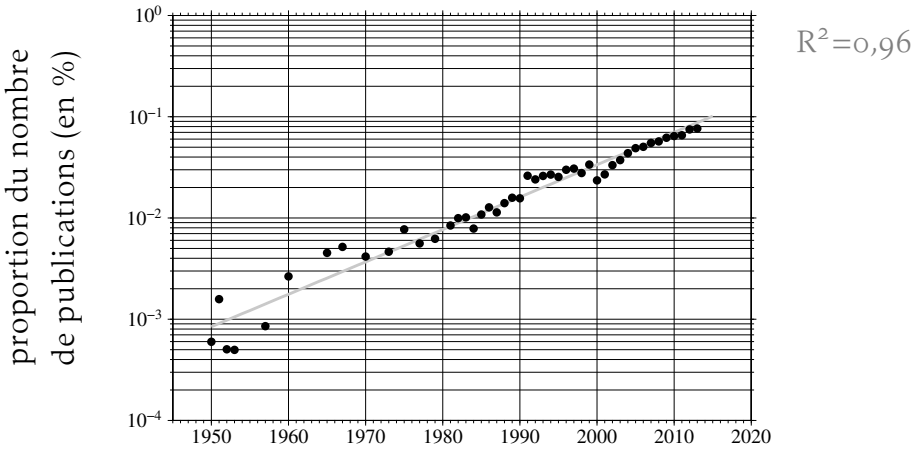


Figure II.2-1 – Proportion du nombre de publications scientifiques internationales dont le titre contient le mot « bayes » sur l'ensemble des publications (90 millions de références sur : Web of Science). L'augmentation relative du nombre de publication suit une loi exponentielle [1].

peut-être le savoir (*cf.* exemple 2).

Exemple 2

Nous reprenons ici les exemples décrit par Olivier Sorel (2009) dans son mémoire de thèse *Approche développementale du raisonnement bayésien* (2009, p. 23), afin d'illustrer nos propos :

> « Penser que l'équipe sportive que l'on soutient va gagner le match de ce soir et avoir le sentiment qu'il va faire beau ce même soir, sont deux jugements incertains, intuitifs et ne s'appuient pas tant sur une approche cognitive que conative. Le sentiment de certitude est pourtant présent sans qu'une analyse objective des données (feuille de match et prévisions météorologiques, respectivement, par exemple) ait vraiment lieu pour le sujet. Quand ce même sujet, prend connaissance d'informations nouvelles concernant les deux événements précités, il devrait en tout état de cause réviser son jugement, c'est-à-dire revoir son jugement et changer la probabilité qu'il a attribué à l'événement en question. Ainsi, lorsque notre sujet apprend que le butteur le plus performant de l'équipe sera absent pour le match, pour cause de blessure au genou, et qu'il voit un voisin avec un parapluie humide, il devrait revoir à la baisse l'éventualité de fêter la victoire de son équipe sous le soleil. La formule de Bayes est l'outil, qu'en théorie, il devrait utiliser pour ce faire. »

1. On notera par ailleurs que l'extrapolation de cette tendance abouti à la conclusion que l'ensemble des publications scientifiques auront dans leur titre le mot « bayes » au cours de l'année 2108 (!).

2.1.2 L'exploration McMC

En définissant $\mathbf{p}$ l'ensemble des paramètres à déterminer appartenant à l'espace continu des modèles $\mathcal{M}$ et $\mathbf{d}^{\text{obs}}$ les données, on peut écrire d'après l'équation II.2-3,

$$\mathbb{P}(\mathbf{p}|\mathbf{d}^{\text{obs}}) = \frac{\mathbb{L}(\mathbf{d}^{\text{obs}}|\mathbf{p}) \times \mathbb{P}(\mathbf{p})}{\mathbb{P}(\mathbf{d}^{\text{obs}})} = \frac{\mathbb{L}(\mathbf{d}^{\text{obs}}|\mathbf{p}) \times \mathbb{P}(\mathbf{p})}{\int_{\mathcal{M}} \mathbb{L}(\mathbf{d}^{\text{obs}}|\mathbf{p})\ \mathbb{P}(\mathbf{p})\ d\mathbf{p}}\ , \tag{II.2-4}$$

où $\mathbb{P}(\mathbf{p})$ est le prior définissant la distribution de probabilité des modèles et représente l'état de connaissance initiale du système. $\mathbb{P}(\mathbf{d}^{\text{obs}})$ est la preuve (la probabilité d'observer des données supposées indépendantes quelle que soit la configuration des paramètres). $\mathbb{L}(\mathbf{d}^{\text{obs}}|\mathbf{p})$ est la fonction de vraisemblance (la probabilité d'observer les données $\mathbf{d}^{\text{obs}}$ dans leur gamme d'incertitudes, en sachant $\mathbf{p}$). Ainsi, le *théorème de Bayes* décrit une amélioration du degré de connaissance du système, sous la forme d'une fonction de densité de probabilité *a posteriori* des paramètres $\mathbb{P}(\mathbf{p}|\mathbf{d}^{\text{obs}})$, après la prise en compte d'informations nouvelles contenues dans le prior et les données. On remarque ici que d'un point de vue bayésien, observation et paramètre sont des objets formellement identiques, considérés sous des angles différents. La fonction de densité de probabilité marginale d'un i^{e} paramètre est la projection de la probabilité *a posteriori* de l'ensemble des paramètres sur ce paramètre particulier. La densité de probabilité marginale qu'un paramètre du modèle prenne la valeur y est :

$$\mathbb{P}(p^i = y|\mathbf{d}^{\text{obs}}) = \frac{\mathbb{L}(\mathbf{d}^{\text{obs}}|p^i = y) \times \mathbb{P}(p^i = y)}{\int_{\mathcal{M}^i} \mathbb{L}(\mathbf{d}^{\text{obs}}|p^i)\ \mathbb{P}(p^i)\ dp^i}\ . \tag{II.2-5}$$

En pratique, pour un problème à n paramètres, le nombre de configurations possibles s'élève à $\prod_{i=1}^{n} |\mathcal{M}^i|$, avec $|\mathcal{M}^i|$ le nombre de configurations discrètes possibles du paramètre p^i. L'évaluation explicite de la probabilité *a posteriori* des paramètres, qu'elle soit totale (équation II.2-4), ou marginale (équation II.2-5), est donc impossible à calculer analytiquement dès lors que le nombre de paramètres augmente ou que $\mathcal{M}$ définit un ensemble à la fois continu et trop vaste qui serait extrêmement coûteux en temps de calcul à explorer exhaustivement.

En revanche, s'il n'est pas possible de calculer ces probabilités absolues, il est envisageable de définir des rapports de probabilités. Un grand nombre de modèles, échantillonant la loi

de probabilité *a posteriori* des paramètres (sans que pour autant celle-ci soit explicitement formulée), peut alors être généré selon ces rapports de probabilités. La fonction de densité de probabilité *a posteriori* des paramètres est ensuite estimée précisément à partir de l'étude de cet échantillon. En effet, une approximation de la probabilité *a posteriori* $\mathbb{P}(p^i = y|\mathbf{d}^{\text{obs}})$ que le i^{e} paramètre p^i prenne la valeur y est donnée par le rapport du nombre de réalisations de l'événement $p^i = y$ sur le nombre total de configurations échantillonnées. C'est pourquoi les méthodes Monte-Carlo par chaîne de Markov (McMC) proposent de construire une marche aléatoire (constituant un échantillonnage stochastique appelé « chaîne de Markov ») dans l'espace des paramètres, dont la loi stationnaire est la fonction de densité de probabilité *a posteriori* de paramètres, en considérant à la fois les règles du prior et l'information des données contenues dans la fonction de vraisemblance sous la forme de rapports de probabilités.

2.1.3 Les Chaînes de Markov

Andreï Andreïevitch Markov (1913)[1] observe dans plusieurs œuvres de la littérature russe, et notamment dans le roman *Eugène Onéguine* d'Alexandre Pouchkine, écrit en vers de quatre pieds, que chaque lettre du texte dépend statistiquement de celle qui la précède immédiatement. Le fondement même d'une chaîne de Markov (p. ex., Petruszewycz, 1983 ; Andrieu & coll., 2003) est de générer aléatoirement des modèles p dans un ensemble $\mathcal{M}$, sous la forme d'une suite, où chaque k^{e} configuration des paramètres n'est dépendante que de la configuration du modèle précédent selon une probabilité notée $\mathbb{Q}(p_k|p_{k-1})$. Alors, après une période de rodage, la chaîne « perd la mémoire », elle devient indépendante de toute configuration initiale p_1. La chaîne de Markov converge de façon statistique vers une distribution stationnaire unique $\mathcal{P}$ qui constitue sa distribution d'équilibre. C'est un processus ergodique pour lequel les statistiques peuvent être approchées par l'étude d'une seule réalisation (simulation particulière de la chaîne de Markov) suffisamment longue (Raftery & coll., 1992) ou de plusieurs réalisations (p. ex., Rivoldini, 2011), répondant ainsi à la loi des grands nombres. Mais, pour cela, la chaîne doit respecter trois principes (p. ex., Mosegaard & Sambridge, 2002, p. 36–37) :

— **Homogénéité** : la probabilité $\mathbb{Q}(y'|y)$ de passer d'une configuration $p_{k-1} = y$ à une configuration $p_k = y'$, dans l'espace des paramètres, doit être constante au cours des itérations ;

1. Andreï Andreïevitch Markov (Андрей Андреевич Марков) était un mathématicien russe (1856–1922).

— **Apériodicité** : il existe une probabilité non nulle de rester dans une même configuration ($\mathbb{Q}(y|y) \neq 0 \; \forall y \in \mathcal{M}$) et une configuration $p = y$ ne doit pas être visitée périodiquement ;

— **Irréductibilité** : chaque configuration $p = y$ peut être atteinte à partir de toutes les autres. On acceptera cependant que certaines configurations de $\mathcal{M}$ soient peu accessibles, avec une probabilité d'acceptance quasi nulle.

Le théorème d'ergodicité stipule qu'une chaîne de Markov homogène, apériodique et irréductible, est indépendante de sa configuration initiale et converge vers une distribution d'équilibre unique $\mathcal{P}$ si et seulement si la « condition de balance » est établie. Cette condition de balance requiert l'existence de probabilités de transitions $\mathbb{Q}(y'|y)$ d'un modèle $p_k = y$ à un autre $p_{k-1} = y'$ et $\mathbb{Q}(y|y')$ d'un modèle $p_k = y'$ à un autre $p_{k-1} = y$, vérifiant

$$\frac{\mathcal{P}(y)}{\mathcal{P}(y')} = \frac{\mathbb{Q}(y|y')}{\mathbb{Q}(y'|y)}, \quad \forall\, y, y' \in \mathcal{M}\,. \tag{II.2-6}$$

En d'autres termes, le rapport de la probabilité de visiter une configuration sur une autre est équivalent au rapport de la probabilité d'aller vers cette configuration depuis une autre sur la probabilité de quitter cette configuration pour une autre.

Maintenant que nous avons vu que la distribution stationnaire $\mathcal{P}$ d'une chaîne de Markov pouvait être générée à partir d'un ratio de probabilité de transitions (équation II.2-6), nous allons appliquer ce principe à la distribution de probabilité *a posteriori* $\mathbb{P}(\mathbf{p}|\mathbf{d}^{\text{obs}})$.

Parmi les différentes approches (algorithme génétique, recuit simulé, algorithme de voisinage, *etc*), l'algorithme de Metropolis est ici privilégié. Cet algorithme populaire et robuste s'adapte aisément à de grands espaces de paramètres par la forme de sa marche aléatoire qui a tendance à épargner l'exploration du vide. De plus, il permet de se sortir des minima locaux de la fonction coût et de déterminer des fonctions de densités de probabilité *a posteriori* complexes, tout en étant indépendant d'un modèle initial. Cependant, il nécessite un problème direct dont la résolution des équations doit être rapide.

2.1.4 L'algorithme de Metropolis

II

L'algorithme de Metropolis a vu le jour pendant la Seconde Guerre mondiale dans le cadre du projet Manhattan (voir Metropolis, 1987 ; Gubernatis, 2005, pour un contexte historique). Il est développé pour l'étude de la diffusion aléatoire des neutrons dans un matériau fissile (Metropolis & Ulam, 1949 ; Metropolis & coll., 1953), puis est généralisé par Hastings (1970), sous le nom d'algorithme de Metropolis-Hastings. L'utilisation de l'algorithme de Metropolis dans les problèmes inverses, notamment en sismologie, est aujourd'hui très répandue (p. ex., Malinverno, 2002 ; Shen & coll., 2013). Le cœur de cet algorithme est une procédure stochastique d'acceptation/rejet composant, au travers du théorème de Bayes, une chaîne de Markov homogène, apériodique et irréductible dont la distribution stationnaire est la fonction de densité de probabilité *a posteriori* $\mathbb{P}(\mathbf{p}|\mathbf{d}^{\text{obs}})$. L'algorithme de Metropolis se divise en trois étapes : i) la génération aléatoire d'une configuration par une loi de proposition f ; ii) le calcul du problème direct et de la fonction coût associée ; iii) l'acceptation ou le rejet du modèle.

2.1.4.a La génération aléatoire d'une configuration

Chaque nouveau modèle $\mathbf{p}_k$ est tiré au sort dans un voisinage plus ou moins grand du modèle précédent $\mathbf{p}_{k-1}$ avec la loi de probabilité $f(\mathbf{p}_k|\mathbf{p}_{k-1})$, appelée loi de proposition ou loi instrumentale. Le choix de f n'a aucune influence sur le résultat et le fait qu'il y a convergence (p. ex., MacKay, 2003), mais il pèse sur l'efficacité d'échantillonnage et donc la rapidité de l'algorithme. Dans cette étude, nous choisissons la loi normale qui permet un échantillonnage efficace et symétrique. Ainsi, pour le i^{e} paramètre, on a

$$f(p_k^i|p_{k-1}^i) = \frac{1}{{\sigma_S}^i\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{p_k^i - p_{k-1}^i}{{\sigma_S}^i}\right)^2\right]. \tag{II.2-7}$$

avec ${\sigma_S}^i$ un écart-type constant et fixé empiriquement. Le modèle peut ainsi être perturbé pour un seul paramètre p^i ou en répétant l'opération sur tout ou partie des paramètres. Cette opération est réalisée grâce à un générateur de nombres pseudo-aléatoires (p. ex., Matsumoto & Nishimura, 1998) dont les propriétés sont proches d'une suite d'éléments considérés comme des variables aléatoires indépendantes suivant une loi normale centrée réduite $\mathcal{N}(0,1)$. Cette loi normale est ensuite rapportée à une loi normale standard $\mathcal{N}(\mu,\sigma)$

avec une moyenne $\mu = p_{k-1}^{i}$ et un écart-type $\sigma = {\sigma_S}^{i}$.

2.1.4.b Le calcul du problème direct et de la fonction coût

Cette partie revient à construire des données $\mathbf{d}^{\text{calc}} = g(\mathbf{p}_k)$ telles que vues par un opérateur g modélisant les équations du problème direct, selon une configuration des paramètres $\mathbf{p}_k$. Ces données synthétiques sont ensuite comparées aux données réelles $\mathbf{d}^{\text{obs}}$, compte-tenu des incertitudes associées.

Le problème direct dépend de chaque problème particulier. Cependant, on doit toujours veiller à rendre son calcul le plus rapide possible car il sera effectué un très grand nombre de fois lors du processus d'inversion (plusieurs millions de fois).

La définition de la fonction coût $\mathcal{S}$ doit faire l'objet d'une attention particulière. En effet, elle est l'unique critère quantitatif sur lequel se base l'algorithme de Metropolis pour juger la crédibilité d'un modèle testé par rapport aux données et à leurs incertitudes. Voici une formulation classique de la fonction coût, pour m données supposées indépendantes :

$$\mathcal{S}_k(\mathbf{p}_k, \mathbf{d}^{\text{obs}}) = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^{m} \left(\frac{|d_j^{\text{obs}} - d_j^{\text{calc}}|}{\sigma_j} \right)^{\ell}. \tag{II.2-8}$$

avec une estimation des incertitudes suivant une distribution de Laplace pour $\ell = 1$ (norme L_1) ou normale pour $\ell = 2$ (norme L_2). Dans un cas où la présence de nombreuses données aberrantes est un frein pour la détermination des paramètres hypocentraux, une alternative possible est l'utilisation d'une loi de Cauchy (appelée aussi lorentzienne) pour décrire la distribution des incertitudes sur les observations (p. ex., Martinsson, 2012, pour une application à la localisation de séismes).

2.1.4.c La phase d'acceptation/rejet

La probabilité d'acceptation d'un modèle est calculée relativement au modèle de l'itération précédente conformément à la doctrine Markovienne. Cette probabilité d'acceptation d'un nouveau modèle π à l'itération k dépend alors d'un rapport de probabilités de transitions liant les deux configurations particulières $\mathbf{y}$ et $\mathbf{y}'$ de l'espace des paramètres, majorée par 1,

$$\pi = \min\left(1, \frac{\mathbb{Q}(\mathbf{p}_k = \mathbf{y}' | \mathbf{p}_{k-1} = \mathbf{y})}{\mathbb{Q}(\mathbf{p}_{k-1} = \mathbf{y} | \mathbf{p}_k = \mathbf{y}')}\right). \tag{II.2-9}$$

Ainsi, π exprime la probabilité relative d'accepter un nouveau modèle y' (sachant y) ou d'accepter une nouvelle fois la configuration actuelle y (sachant y'). Si, par exemple, $\mathbb{Q}(\mathbf{y}'|\mathbf{y}) = \mathbb{Q}(\mathbf{y}|\mathbf{y}')$, alors nous avons toutes les chances de visiter la configuration $\mathbf{p}_k = \mathbf{y}'$ après la configuration $\mathbf{p}_{k-1} = \mathbf{y}$. Alors, d'après la « condition de balance » (équation II.2-6), si l'on souhaite que la chaîne de Markov converge vers $\mathbb{P}(\mathbf{p}_k|\mathbf{d}^{\text{obs}})$, on impose,

$$\pi = \min\left(1, \frac{\mathbb{P}(\mathbf{p}_k|\mathbf{d}^{\text{obs}})}{\mathbb{P}(\mathbf{p}_{k-1}|\mathbf{d}^{\text{obs}})}\right). \tag{II.2-10}$$

La loi de proposition f doit être ici prise en compte, car la distribution stationnaire de la chaîne de Markov devient alors le produit de convolution de f et de la distribution *a posteriori* $\mathbb{P}(\mathbf{p}|\mathbf{d}^{\text{obs}})$ recherchée. Or, nous avons opté pour une fonction f symétrique, telle que : $f(\mathbf{p}_{k-1}|\mathbf{p}_k) = f(\mathbf{p}_k|\mathbf{p}_{k-1})$. Ainsi, f, qui devrait être présent à la fois au numérateur et au dénominateur dans l'équation II.2-10, disparait par simplification de cette équation (*cf.* Hastings, 1970). Ce détail montre que la fonction f n'influe pas sur la forme de la distribution finale, mais sur la rapidité de l'algorithme à converger vers celle-ci. Nous pouvons maintenant intégrer le théorème de Bayes dans l'équation II.2-10.

La probabilité d'observer les paramètre $\mathbb{P}(\mathbf{d}^{\text{obs}})$ est constante quelle que soit la configuration des paramètres. Dans notre cas, nous définissons le prior $\mathbb{P}(\mathbf{p})$ comme une loi de probabilité uniforme. Alors, dans le cas de rapport de probabilité, seule une relation de proportionnalité est extraite de l'équation II.2-4 (théorème de Bayes).

$$\mathbb{P}(\mathbf{p}|\mathbf{d}^{\text{obs}}) \propto \mathbb{L}(\mathbf{d}^{\text{obs}}|\mathbf{p}) \times \mathbb{P}(\mathbf{p}) \propto \mathbb{L}(\mathbf{d}^{\text{obs}}|\mathbf{p})\,. \tag{II.2-11}$$

On peut remarquer ici que si la fonction de probabilité *a posteriori* est égale à la fonction de probabilité *a priori*, alors l'information contenue dans les données n'apporte aucune contrainte sur les paramètres avec $\mathbb{L}(\mathbf{d}^{\text{obs}}|\mathbf{p}) = 1\ \forall \mathbf{p}$. Par ailleurs, en établissant la fonction de vraisemblance comme le produit des probabilités gaussiennes d'observer chaque donnée autour de son incertitude par rapport à une configuration des paramètres, on retrouve la

définition d'une fonction coût de norme L_2 (équation II.2-8) :

$$\mathbb{L}(\mathbf{d}^{\text{obs}}|\mathbf{p}_k) = \prod_{j=1}^{m} \frac{1}{\sigma_j\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{\left(d_j{}^{\text{obs}} - g(\mathbf{p}_k)\right)^2}{2\sigma_j^2}\right] \propto \exp\left(-\frac{1}{2}\mathcal{S}(\mathbf{p}_k, \mathbf{d}^{\text{obs}})\right). \quad \text{(II.2-12)}$$

En injectant la relation de Bayes dans l'équation II.2-10, la probabilité d'acceptation

$$\pi = \min\left(1, \frac{\mathbb{L}(\mathbf{d}^{\text{obs}}|\mathbf{p}_k)}{\mathbb{L}(\mathbf{d}^{\text{obs}}|\mathbf{p}_{k-1})}\right) = \min\left(1, \exp\left[\frac{\mathcal{S}_{k-1} - \mathcal{S}_k}{2}\right]\right). \quad \text{(II.2-13)}$$

Par conséquent seule la fonction coût $\mathcal{S}_k$ de l'itération en cours a besoin d'être évaluée puis comparée à la valeur précédente de fonction coût $\mathcal{S}_{k-1}$. Le fait de privilégier systématiquement le calcul d'une différence de fonction coût à un rapport de vraisemblance (ce qui est rigoureusement identique d'un point de vue algorithmique) est un atavisme et doit sans doute trouver sa racine dans le fait que les méthodes non bayésiennes soient encore aujourd'hui prépondérantes.

En pratique, lorsqu'un nouveau modèle est généré, une variable x est tirée aléatoirement dans l'intervalle uniforme [0-1]. Si $\pi \geq x$ alors le modèle est accepté. Lorsque le modèle est rejeté, la configuration des paramètres $\mathbf{p}_k$ est remplacée par la valeur précédente $\mathbf{p}_{k-1}$. On peut donc trouver une certaine redondance d'une même configuration de paramètres dans la densité de probabilité *a posteriori*. Ainsi, si la fonction coût décroît $\mathcal{S}_k \leq \mathcal{S}_{k-1}$, la vraisemblance augmente justifiant d'une meilleure adéquation entre les observations et les paramètres, et le nouveau modèle est toujours accepté. Si la fonction coût croît $\mathcal{S}_k \leq \mathcal{S}_{k-1}$, le nouveau modèle n'est pas nécessairement rejeté et sa probabilité d'être accepté est d'autant plus grande que l'accord entre les observations et les paramètres est petit. Cette particularité de l'algorithme de Metropolis à aller chercher des modèles *moins bons* autour d'un minimum de fonction coût offre la possibilité (contrairement aux méthodes déterministes) de sortir des minima locaux (non globaux) de la fonction coût.

Après un nombre d'itérations suffisantes qu'il restera à déterminer, lorsque la chaîne de Markov se trouve dans un état d'équilibre statistique, l'ensemble des modèles (acceptés ou rejetés puis remplacés) participent à l'élaboration de la distribution d'équilibre correspondant à la fonction de densité de probabilité des paramètres sachant les données.

2.2 L'exploration McMC des paramètres hypocentraux et structuraux

II

Les paramètres hypocentraux d'un ou plusieurs séismes, ainsi que les paramètres de structure décrivant le modèle de Terre, sont recherchés par une méthode de type McMC dont la théorie est décrite précédemment.

2.2.1 Le problème direct et les données

Les données sont constituées des temps d'arrivées de quatre types d'ondes de volume enregistrées sur un réseau régional (figure II.2-3) : les ondes directes (P_g, S_g) et les ondes réfractées au Moho (P_n, S_n) ; les ondes compressives et cisaillantes étant notées P et S respectivement. Chacune type d'onde offre un regard différent sur le séisme et sont donc complémentaires pour contraindre sa localisation.

Les ondes directes se propagent dans la croûte et sont donc sensibles aux vitesses sismiques dans ce milieu. La lecture des arrivées des phases cisaillantes, ajoutées aux phases compressives, est nécessaire à une bonne localisation. En effet, imaginons un séisme au centre d'un réseau circulaire fictif de stations, les ondes P_g sont lues simultanément sur toutes les stations. L'épicentre est facilement contraint, mais ce n'est ni le cas de la profondeur ni du temps d'origine ; quelle que soit la profondeur, les temps d'arrivées pourront toujours être synchrones car la diminution de la profondeur est alors compensée par un temps d'origine plus précoce. Sans information sur le temps zéro, il semble impossible de déterminer la profondeur de l'événement, ces deux paramètres sont covariants. Un excellent moyen pour contraindre la profondeur et le temps initial d'un séisme vient de l'incorporation de phases S_g. C'est alors la différence entre les ondes P et S, dont les vitesses sismiques diffèrent, qui rend compte de la distance hypocentrale et donc de la profondeur. En d'autres termes, la distance hypocentrale est proportionnelle au retard de l'ondes S sur l'onde P.

Les ondes réfractées, quant à elles, sont particulièrement sensibles à la profondeur du Moho et aux vitesses sismiques du manteau supérieur. À partir du moment où ces paramètres de structure sont bien contraints (p. ex., Kang & coll., 2013), les ondes réfractées permettent de mieux localiser le séisme en profondeur.

Par ailleurs, il est important que le séisme se trouve au centre ou en périphérie proche du réseau. Dans le cas contraire, l'azimuth par lequel le séisme est observé à chaque station varie trop faiblement et des fortes covariances entre les paramètres hypocentraux se mettent en place. De la même façon, un séisme superficiel est observé, pour une large gamme de distance épicentrales, sous différents angles, alors qu'un séisme profond est visible sous des angles plus faibles et potentiellement difficilement discernables. Encore une fois, pour un événement lointain, hors du réseau ou profond, seule la complémentarité des différents types d'onde permet la détermination précise de l'hypocentre d'un séisme.

Les ondes directes peuvent être lues sur l'ensemble des sismogrammes, alors que les ondes réfractées n'apparaissent qu'après une distance épicentrale minimale (dépendant principalement des propriétés du Moho : profondeur et contraste de vitesses). Cette distance épicentrale critique est de l'ordre de 70 km pour le Massif armoricain. Par ailleurs, les ondes réfractées précédent les ondes directes, à partir d'une distance épicentrale d'environ 150 km.

Les observations sont lues en millisecondes, le pas d'échantillonnage d'un sismogramme classique étant généralement de 100 Hz (il est parfois de 50 Hz et rarement de 125 Hz). Chaque donnée est accompagnée de son incertitude, estimée autour de la mesure et d'une valeur discrète entre 0 et 4 permettant de jauger la qualité des données. L'incertitude minimale est égale à la moitié du pas d'échantillonnage du sismogramme.

Les données se présentent sous la forme de fichiers ASCII [1], où chaque ligne renseigne une donnée d'une arrivée d'onde *P* ou d'un couple *P* et *S* avec le nom de la station, le type d'onde (directe ou réfractée), un coefficient de qualité des pointé *P* et *S* [0-4], le temps à la station (année, mois, jour, heure, minutes), le temps d'arrivée de l'onde *P* et *S* (en secondes) et les incertitudes des pointés *P* et *S*. Ce formalisme classique des données tire son origine des cartes perforées qui étaient lues par les programmes tels que HypoLayr ou Hypo-71 (Eaton, 1970 ; Lee & Lahr, 1975). Si l'on souhaite intégrer une onde *S*, sans avoir de phases *P*, il suffit de renseigner le temps d'arrivée de l'onde *P* comme étant 99,999 avec un coefficient de qualité du pointé égal à 4 (données non prise en compte). La position géographique des stations est renseignée en longitude et latitude ; leur altitude peut également être prise en compte.

1. ASCII pour « American Standard Code for Information Interchange » en anglais.

II

Afin de modéliser la propagation des ondes, nous suivons ici la *théorie des rais* (par analogie avec la propagation de la lumière) supposant que toute la sensibilité de l'onde est confinée le long du rai sismique (Karal Jr & Keller, 1959). Pour cela, nous faisons l'approximation des hautes fréquences (ou hypothèse de fréquences infinies) consistant à considérer que la période du signal est bien inférieure à la longueur d'onde des hétérogénéités du milieu de propagation (p. ex., Červený, 2001). Cette hypothèse est recevable pour les ondes de volumes *P* et *S* (dont la fréquence dominante est généralement supérieure à ∼ 1 Hz, voir la figure II.2-2 pour un exemple), bien qu'en réalité, les ondes soient sensibles à une zone beaucoup plus large que le rai sismique (on parle alors de *noyaux de sensibilités*, ou bien de *zone de Fresnel*). Ainsi, entre le séisme et la station sismologique, l'onde suit un trajet prédit par l'optique géométrique conformément au principe de Fermat stipulant qu'une onde se propage selon le

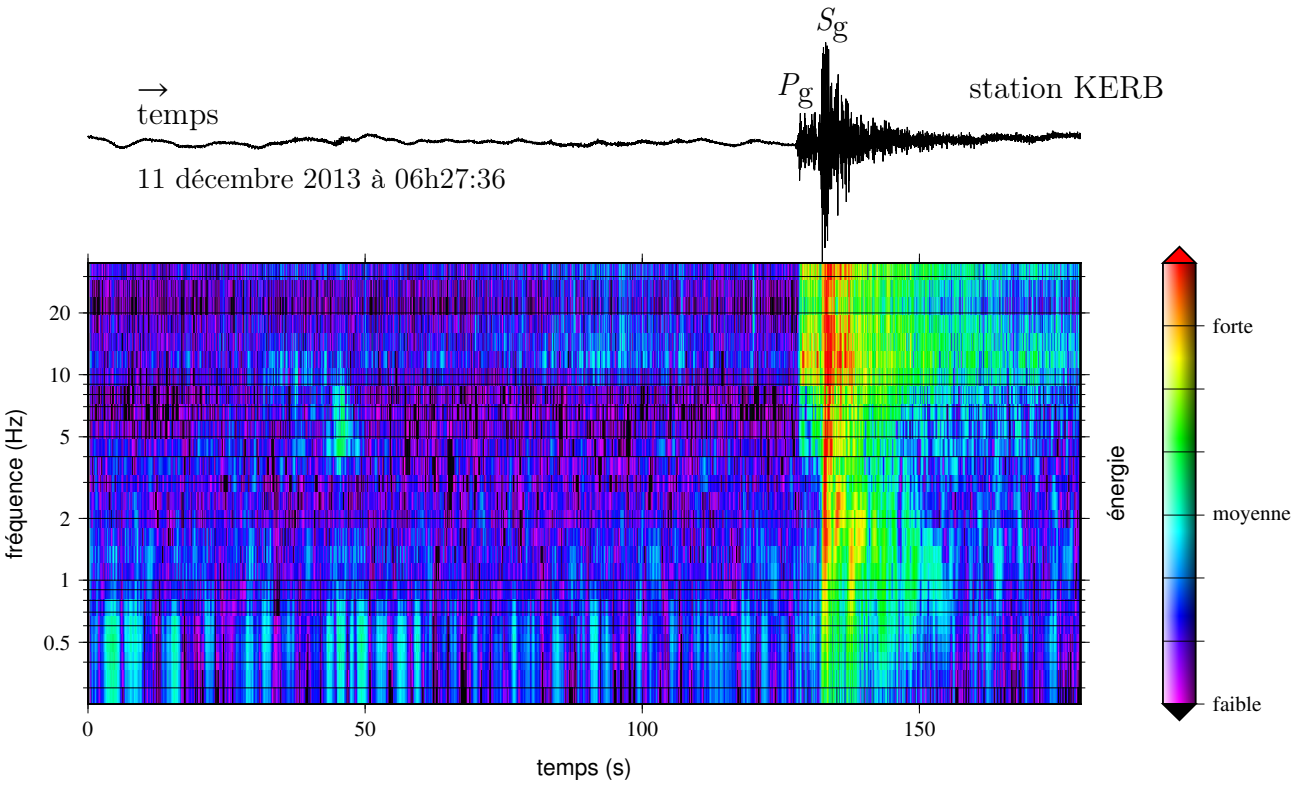


Figure II.2-2 – Spectrogramme d'un séisme local (enregistré le 11 décembre 2013 sur la composante est de la station temporaire KERB), calculé à l'aide d'une analyse par ondelettes développée par Torrence & Compo (1998). Cette représentation en temps-fréquence a pour but de localiser les fréquences du signal dans le temps. La fréquence dominante du signal est supérieure à 10 Hz pour l'onde P_g et supérieure à 1 Hz pour l'onde S_g, correspondant à des longueurs d'ondes respectives d'environ 0,5 et 3,5 km.

trajet minimisant le temps de parcours (et non la distance). Le temps d'arrivée dépend alors seulement des vitesses sismiques en jeu le long du rai. Ce choix de formulation du problème direct a l'avantage d'utiliser des équations simples et extrêmement rapides à calculer.

2.2.1.a Les deux types de paramètres

L'originalité de ce travail réside dans le fait que les paramètres recherchés soient de deux sortes : i) les paramètres hypocentraux de N séismes ; ii) les paramètres de structure. C'est donc une procédure *jointe*, non au sens où plusieurs types de données sont conjointement utilisés, mais au sens où plusieurs types de paramètres sont déterminés simultanément. L'espace des paramètres $\mathcal{M}$ est choisi comme continu.

i) Les paramètres hypocentraux La caractérisation d'un séisme nécessite la détermination de quatre paramètres : la longitude (ϕ^x) et la latitude (λ^x), la profondeur (h_z^x) ainsi que l'heure d'origine (t_0^x) du séisme. Il est possible de localiser un ou plusieurs séismes ensemble avec x le nombre de séismes.

i.1) La Longitude, la latitude et la profondeur La profondeur du séisme (h_z^x), la longitude (ϕ^x) et la latitude (λ^x) suivent le système géodésique WGS84 [1] autant qu'il est utilisé par le système GPS et les stations sismologiques. La profondeur du séisme peut être positive si celui-ci se trouve entre le niveau de la mer et la topographie.

i.2) L'heure d'origine L'heure d'origine (ou temps origine, t_0^x) est définie par l'utilisation des deux systèmes *julien* (jours de l'année de 1 à 355, ou 356) et *grégorien* (jours de l'année en jours du mois et mois), permettant de localiser par exemple un séisme survenu à minuit dans la fin du mois de février lors d'une année bissextile avant ou après l'an 2000.

ii) Les paramètres structuraux Tous les modèles sont des approximations. Le degré de détails du modèle de Terre (vitesse, profondeur des interfaces, 1-D, 3-D, ...) doit être adapté à notre problème (« Essentially, all models are wrong, but some are useful » écrivent Box & Draper, 1987, p. 424).

Ainsi, notre objectif premier n'est pas celui d'ausculter la Terre, à l'image de la tomographie, afin d'étudier des variations compositionnelles ou de température. Les seuls temps

1. WGS84, pour « World Geodetic System » en anglais, est le système géodésique mondial.

d'arrivées des ondes émises par un séisme de moyenne magnitude et enregistrés par un réseau local de stations, ne sont pas des données assez contraignantes pour déterminer des modèles complexes ; le problème est alors largement sous-déterminé.

Notre intention est bien de déterminer un modèle de Terre 1-D apparent, tel que vu par les données, dans le but de localiser conjointement un ou plusieurs séismes, sans être biaisé par une structure imposée *a priori*. La stratégie adoptée dans ce travail est de mettre en œuvre le nombre minimal de paramètres permettant le calcul des temps de propagation des ondes, selon le principe de *parcimonie* qui stipule de toujours requérir à un minimum de causes élémentaires pour expliquer un phénomène. Les paramètres structuraux décrivent alors un modèle de Terre 1-D, à couches tabulaires et dont la vitesse est homogène et isotrope. Par ailleurs, la différence relative de temps d'arrivée des ondes, entre le modèle de vitesses apparentes en deux couches et un modèle de Terre de type gradient multicouches, est faible devant les variations absolues (voir la figure II.2-4 pour les ondes P_n).

De plus, et dans notre cas de localisation de la sismicité intracontinentale, le Massif armoricain (voir section I.2.3) semble abriter une croûte qui, au premier ordre, est plutôt homogène car résulte de la même histoire paléozoïque. L'absence de couches puissantes de sédiments et d'observations d'ondes réfractées sur une interface intracrustale (p. ex., discontinuité de Conrad) n'exigent pas le recours à une discontinuité au sein de la croûte. Ainsi, nous définissons quatre paramètres de structure : la vitesse des ondes P dans la croûte α_1 et dans le manteau α_n, la profondeur de la discontinuité de Mohorovičić z_n et le quotient des ondes P sur les ondes S $\frac{\alpha}{\beta}$. Dans ces conditions, il faut veiller à prendre des séismes de mêmes profondeurs (ou de profondeurs proches) dans le cas de déterminations simultanées de plusieurs événements car les trajets des ondes doivent échantillonner approximativement la même portion de croûte. Le nombre total de paramètres recherchés est donc de $4(N+1)$, avec N le nombre de séismes.

En se basant sur des arguments géologiques ou en prenant en compte de nombreuses données, il est tout à fait envisageable d'augmenter le nombre de paramètres à déterminer (α_2, z_2, ...), en conservant toutefois le principe de parcimonie. Par ailleurs, il est à noter qu'augmenter le nombre de couche du modèle de Terre, conduit à rendre plus délicate la localisation du séisme en profondeur. En effet, pour des distances épicentrales régionales et lorsque le séisme se trouve juste au dessous d'une interface, les angles de réfraction des

ondes sont très proches des ondes de réfraction critique. Ce problème peut être résolu par l'utilisation de gradients, sans sauts d'impédances entre les couches (sauf au Moho).

ii.1) Les vitesse sismiques Pour assurer une échelle invariante dans l'espace des paramètres (Tarantola, 2005), nous procédons à un changement de variables pour les vitesses sismiques α_1 et α_n. Les nouvelles variables α_1^* et α_n^*, sont des valeurs logarithmiques telles que,

$$\alpha^* = \ln \frac{\alpha}{A} , \tag{II.2-14}$$

avec A arbitrairement fixé à 1 km.s^{-1}(voir p. ex., Khan & Mosegaard, 2002, pour une application récente). Dans ce nouvel espace, les paramètres de vitesses α et de lenteur $\eta = \frac{1}{\alpha}$ sont tous les deux linéaires.

La lecture même de données réfractées impose que $\alpha_n \gg \alpha_1$.

ii.2) Le ratio de vitesse Les valeurs de vitesse d'ondes *S* sont déduites à partir du rapport $\frac{\alpha}{\beta}$ constant le long du profil. Ce paramètre est directement relié à la rhéologie par le coefficient de Poisson (ν). On verra par la suite que ce rapport peut être estimé par ailleurs par les diagrammes de Wadati (1933), si l'on dispose d'un temps origine du séisme bien contraint, ou de Chatelain (1978).

ii.3) La profondeur du Moho La profondeur du Moho z_n n'est contrainte que par les ondes réfractées, elle est donnée par rapport au niveau de la mer, indépendamment de la topographie.

2.2.1.b Les équations du problème direct

Les équations du problème direct sont synthétisées dans le tableau II.2-1, elle décrivent la géométrie des rais sismiques (figure II.2-3). Les temps d'arrivées théoriques des ondes notées $\mathcal{T}$ sont la somme des temps de propagations des ondes et du temps origine du séisme. Le calcul de la distance épicentrale entre la station et l'épicentre est effectué en coordonnées géographiques pour une Terre sphérique. Mais, dans le calcul des temps de propagation, pour chaque couple séisme/stations, on néglige la sphéricité de la Terre en faisant l'approximation d'une Terre plate, ce qui est valable pour des distances épicentrales locales ou régionales

(inférieures à 500 km [1]). Les équations du problème direct imposent par elles-même des covariances entre les paramètres que nous étudierons dans la suite de ce travail.

II

2.2.1.c La pondération des données et fonction coût

Il est classique que les méthodes de localisation hypocentrale pondèrent les données avec un coefficient w compris entre 0 et 1 (Lee & Lahr, 1975 ; Lienert & coll., 1986).Ces pondérations peuvent être fonction de la distance épicentrale (w^{e}), de l'azimuth (w^{a}), de la qualité des données (w^{q}), *etc*.

Nous utilisons ici une pondération fonction de la distance épicentrale Δ_e et de deux cercles de diamètres $\mathcal{X}_{min}$ et $\mathcal{X}_{max}$ centrés sur l'épicentre (p. ex., Golle, 2013). Pour une distance épicentrale en deçà du plus petit des deux cercles, la pondération est maximale $w^{\mathrm{e}} = 1$, au delà du plus grand des deux cercles, la pondération est minimale mais non nulle $w^{\mathrm{e}} = 0,1$. Si la pondération était nulle dans le cas où $\Delta_e \geq \frac{\mathcal{X}_{max}}{2}$ l'algorithme pourrait avoir tendance à chercher des épicentres loin du réseau car cette pondération minimiserait la fonction coût. Entre les deux cercles, la pondération décroît linéairement,

$$w^{\mathrm{e}} = \begin{cases} 1 & \text{pour } \frac{\mathcal{X}_{min}}{2} \geq \Delta_e \\ 2\Delta_e \frac{0,1-1}{\mathcal{X}_{max}-\mathcal{X}_{min}} + \frac{\mathcal{X}_{max}-0,1\mathcal{X}_{min}}{\mathcal{X}_{max}-\mathcal{X}_{min}} & \text{pour } \frac{\mathcal{X}_{min}}{2} \geq \Delta_e \geq \frac{\mathcal{X}_{max}}{2} \\ 0,1 & \text{pour } \Delta_e \geq \frac{\mathcal{X}_{max}}{2} \end{cases} . \qquad \text{(II.2-15)}$$

Une seconde pondération w^{q}, fonction de la qualité des données, est implémentée. Chaque temps d'arrivée lu sur un sismogramme est associé à une valeur discrète W (entre 0 et 4) qui correspond à la qualité de la donnée valorisée lors du dépouillement des données (voir Husen & coll., 2011, pour un exemple sur le catalogue suisse, avec l'utilisation d'une pondération à trois incréments avant 2004, puis dorénavant, à cinq incréments de 0 à 4). C'est une opération classique (Buland, 1976), communément prise en compte (p. ex., Potin, 2016), qui permet de donner un poids plus grand aux données les plus robustes, surtout si les incertitudes autour des observations sont mal estimées. Si W = 0, la donnée est fiable alors $w^{\mathrm{q}} = 1$. Si W = 4 alors la donnée est écartée avec une pondération nulle ($w^{\mathrm{q}} = 0$). Entre ces deux les valeurs, le

1. À 500 km, l'erreur de distance faite avec l'approximation d'une Terre plate est de 128 m, cette distance correspond à une durée de 0,02 s pour une onde voyageant à 6 km.s^{-1}, soit 2 échantillons d'un sismogramme acquis à une fréquence de 100 Hz.

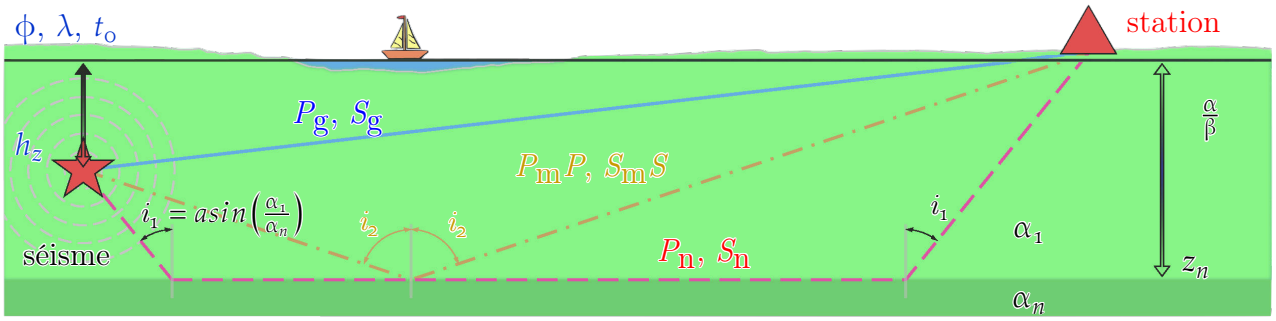


Figure II.2-3 – Schéma du problème direct avec les quatre paramètres hypocentraux (longitude ϕ, latitude λ, profondeur h_z et le temps origine t_0 du séisme) et les quatre paramètres de structure (vitesse des ondes P dans la croûte α_1 et dans le manteau α_n, la profondeur de la discontinuité de Mohorovičić z_n et le ratio des ondes P sur les ondes S, $\frac{\alpha}{\beta}$). Les données sont constituées des temps d'arrivées des ondes directes (P_g, S_g) et des ondes réfractées au Moho (P_n, S_n). Les ondes réfléchies (PmP, SmS) sur le Moho sont indiquées, à titre informatif.

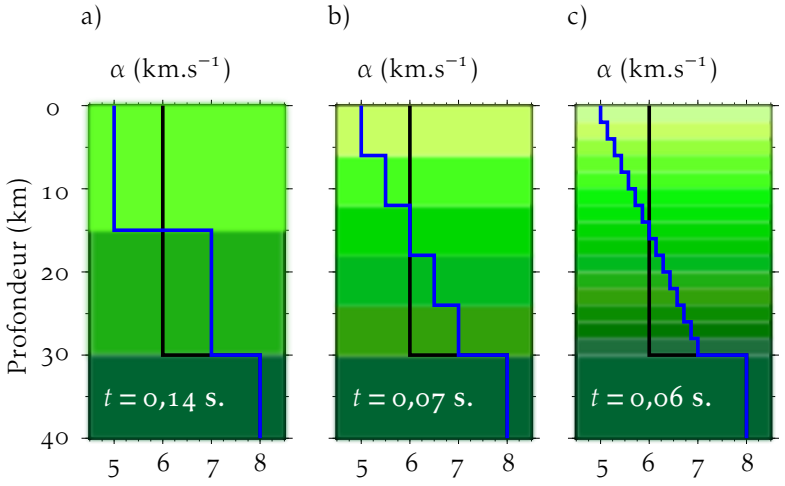


Figure II.2-4 – Différences absolues des temps d'arrivées des ondes P_n, entre un modèle de Terre multi couches (en bleu) et un modèle de vitesses apparentes équivalent en deux couches (modèle noir). On remarque que les ondes coniques sont peu sensibles au nombre de couches du modèle.

Tableau II.2-1 – Équations du problème direct. Le calcul des temps d'arrivées $\mathcal{T}$ des ondes (P_g, S_g, P_n et S_n) est fonction des paramètres de l'inversion ainsi que de Δ_e la distance épicentrale, z_Λ l'altitude de la station Λ et i_c l'angle d'incidence critique des ondes réfractées (P_n et S_n) tel que, d'après les lois de Snell-Descartes, $\sin i_c = \frac{\alpha_1}{\alpha_n}$. La distance hypocentrale Δ_h est égale à $\sqrt{\Delta_e^2 + (z_h + z_\Lambda)^2}$.

onde	compressive (P)	cisaillante (S)
directe (g)	$\mathcal{T}_{P_g} = t_0 + \frac{\sqrt{\Delta_e^2 + (z_h + z_\Lambda)^2}}{\alpha_1}$	$\mathcal{T}_{S_g} = t_0 + \left(\frac{\sqrt{\Delta_e^2 + (z_h + z_\Lambda)^2}}{\alpha_1}\right) \times \frac{\alpha}{\beta}$
réfractée (n)	$\mathcal{T}_{P_n} = t_0 + \frac{\Delta_e}{\alpha_n} + \frac{(2z_n - h_z + z_\Lambda)\ \cos i_c}{\alpha_1}$	$\mathcal{T}_{S_n} = t_0 + \left(\frac{\Delta_e}{\alpha_n} + \frac{(2z_n - h_z + z_\Lambda)\ \cos i_c}{\alpha_1}\right) \times \frac{\alpha}{\beta}$

facteur de pondération suit une tendance linéaire,

$$w^{q} = 1 - \frac{W}{4} \,. \tag{II.2-16}$$

Après plusieurs essais, la loi normale est retenue pour décrire la distribution des incertitudes sur les observations, implicant une norme L_2 pour le calcul de la fonction coût. En effet, la norme L_2 semble assurer la meilleure convergence à la chaîne de Markov en visitant facilement une large zone autour de meilleurs modèles, contrairement à une norme L_1, qui reste recluse autour des meilleurs modèles en rejetant beaucoup de configurations pourtant proches de la solution.

Ainsi, la fonction coût, pour une configuration particulière k des paramètres $\mathbf{p}$, est

$$\mathcal{S}(\mathbf{p}_k, \mathbf{d}^{obs}) = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^{m} w_j \left(\frac{|d_j^{obs} - g(\mathbf{p}_k)|}{\sigma_j} \right)^{\ell=2} \qquad \text{avec } w_j = w_j^{e} \; w_j^{q} \,, \tag{II.2-17}$$

avec σ_j l'incertitude associée à la j^{e} des m observations. De plus, si aucun hyperparamètre n'est ajouté à l'équation précédente, alors la distribution *a posteriori* des paramètres transcrit des incertitudes formelles et réalistes sur les paramètres recherchés qui, en supposant petites les incertitudes liées au problème direct, ne dépendent que des incertitudes sur les données.

2.2.2 Les contraintes *a priori*

Deux éléments *a priori* sur les paramètres sont à distinguer : le prior et l'ensemble des modèles initiaux.

Le prior est un facteur de l'équation de Bayes. Il est la distribution de probabilité des modèles *a priori* et participe à la construction de la fonction de distribution de probabilité *a posteriori* des paramètres sachant les données.

Par ailleurs, chaque chaîne de Markov nécessite un modèle initial dont elle deviendra rapidement indépendante. Ce modèle initial n'influence donc pas le résultat. Pour autant, plus le modèle initial est très proche de la solution, plus l'algorithme converge rapidement.

2.2.2.a Le Prior

Le prior constitue l'ensemble des connaissances *a priori*. Dans cette étude nous suivrons une maxime attribuée au philosophe grec Socrate :

« ἕν οἶδα ὅτι οὐδὲν οἶδα. »
la seule chose que je sais, c'est que je ne sais rien.

Ainsi nous laissons libre cours à la détermination des paramètres en imposant un prior le moins informatif possible. En ne privilégiant pas *a priori* de valeurs particulières, un tel prior exprime alors un « état d'ignorance » (ou plutôt, d'indifférence) sur les paramètres. Ce prior uniforme simplifie alors l'équation II.2-11. Seules des bornes inférieures et supérieures sont imposées sur certains paramètres, restreignant l'espace $\mathcal{M}$ des modèles. Ces bornes sont souvent larges, poussées au delà de toutes valeurs vraisemblablement réalistes d'un point de vue géologique. Les paramètres sont donc recherchés sur des intervalles finis $[p^i_{\min}, p^i_{\max}]$. Afin de conserver le caractère symétrique de la loi de proposition f, lorsqu'une k^{e} configuration y d'un des paramètres est en-dehors des limites imposées par le prior, un principe de réflexion s'opère et $p^i_k = y$ est immédiatement remplacé par

$$p^i_k = p^i_{\max} - |y - p^i_{\max}| \quad \text{si} \quad y > p^i_{\max}\,, \tag{II.2-18}$$

et

$$p^i_k = p^i_{\min} + |y - p^i_{\min}| \quad \text{si} \quad y < p^i_{\min}\,. \tag{II.2-19}$$

Les valeurs numériques des intervalles de chaque paramètre sont présentées dans le tableau II.2-2, à titre indicatif. Chaque intervalle peut être élargi ou restreint selon des critères géologiques, les données et leur incertitude ou les resources informatiques disponibles. Si les deux bornes sont identiques, le paramètre est fixé. La possibilité de figer certains paramètres à des configurations déterminées, permet alors de quantifier le rôle des autres paramètres.

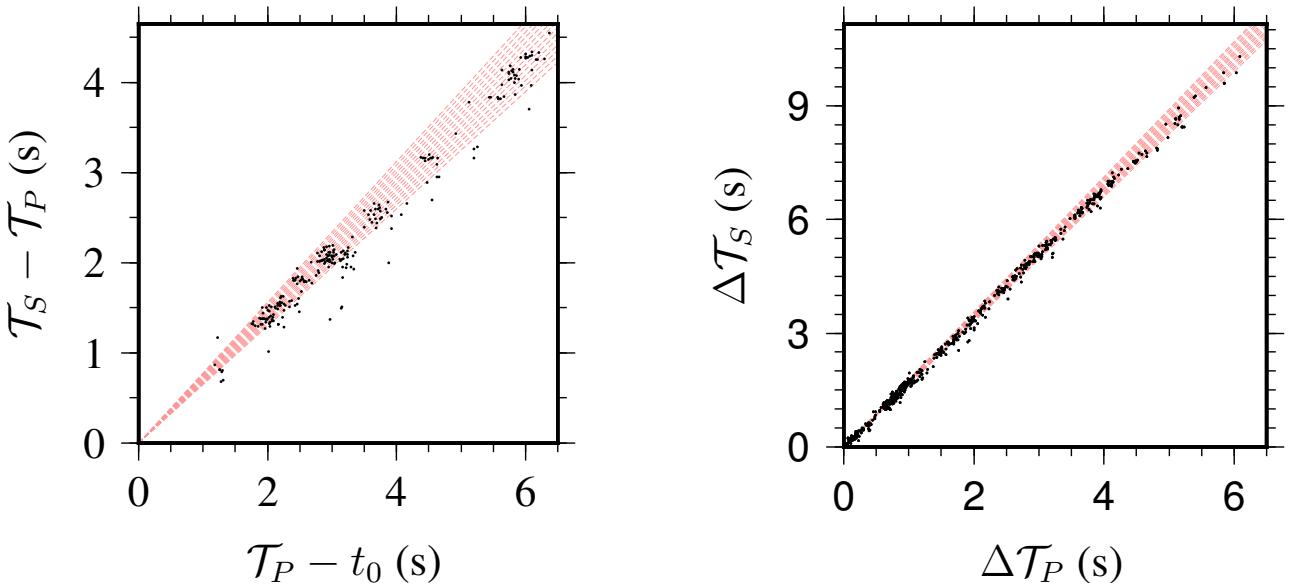
Il est possible de réduire le prior en amont de la procédure de détermination McMC sur certains paramètres, notamment le rapport $\frac{\alpha}{\beta}$. En effet, ce rapport $\frac{\alpha}{\beta}$, dont la valeur est proche de 1,73 (pour un solide élastique parfait), peut être estimé par les diagrammes de Wadati (1933) et de Chatelain (1978) lui-même dérivé du diagramme de Wadati.

Le diagramme de Wadati (1933) représente les différences de temps d'arrivées entre l'onde *S* et l'onde *P* en fonction des différences entre les temps d'arrivées de l'onde *P* et du

temps origine du séisme (figure II.2-5a). Pour autant que l'ensemble de sismogrammes fournit une lecture des temps d'arrivée *P* et *S*, chaque station participe pour chaque phase (directe, réfléchie ou réfractée) par un point sur le diagramme. La somme $a+1$, où a est le coefficient directeur de la droite de régression passant par ces points et l'origine du graphique, vaut le rapport $\frac{\alpha}{\beta}$. Cette méthode, encore largement utilisée (Julià & coll., 2009 ; Béthoux & coll., 2016 ; Pugh & coll., 2016), est pourtant fortement dépendante du temps origine t_o du séisme.

Une excellente alternative est le diagramme de Chatelain (1978) qui s'affranchit de tout paramètre et ne s'appuie que sur les données (voir Matrullo & coll., 2013, pour une application récente). Ce diagramme représente les différences de temps d'arrivées de deux ondes *S* en fonction de deux ondes *P*, avec des ondes appartenant à deux stations différentes (figure II.2-5b). On obtient ainsi, par phase et pour j stations, un nombre de points sur le diagramme correspondant à une combinaison de 2 parmi j, définie par le coefficient binomial,

$$\binom{j}{2} = \frac{j!}{2!(j-2)!}\,, \tag{II.2-20}$$



(a) Diagramme de Wadati (265 points) ; **(b)** Diagramme de Chatelain (641 points).

Figure II.2-5 – Exemple de diagrammes de Wadati et de Chatelain, pour la campagne post-séisme de Vannes (48 événements entre novembre et décembre 2013 enregistrés à 8 stations). Les temps origines t_o^x des $x = 48$ événements ont été déterminés conjointement. Alors, bien que les données soient très cohérentes (diagramme de Chatelain), on observe sur le diagramme de Wadati les incertitudes sur les temps origines. La zone rouge correspond à un ratio $\frac{\alpha}{\beta}$ compris entre 1,65 et 1,78.

soit 28 points pour $j = 8$ stations et près de 200 points pour $j = 20$ stations. Le rapport $\frac{\alpha}{\beta}$ correspond alors à l'inverse de la pente a de la droite de régression qui passe au mieux par ces points et l'origine du graphique. Ce diagramme se révèle de surcroît très avantageux dans l'identification de pointés incohérents (par exemple, une erreur de lecture de la donnée ou à un décalage de l'horloge de la station). Tous les points calculés avec une donnée aberrante s'alignent parallèlement à la droite de régression, avec un décalage d'autant plus grand que cette valeur est anormale.

Les séismes intra-plaques se trouvent principalement dans la partie supérieure de la croûte terrestre et hormis de rares exceptions au dessus du Moho (Scholz, 1990 ; McKenzie & coll., 2005 ; Bondár & coll., 2015, catalogue ISC–GEM). Ainsi, il est imposé qu'un séisme est toujours moins profond que le Moho et réciproquement que le Moho est toujours plus profond qu'un séisme. Par ailleurs, la procédure ne doit pas définir de configurations de paramètres mettant en jeux des modèles dont les données réfractées suivent des distances épicentrales inférieures à la distance épicentrale critique. En d'autres termes, si le modèle prédit une distance à laquelle une observation est théoriquement impossible alors que l'observable existe, c'est que ce modèle n'est pas le bon. De la même manière, l'observation de données réfractées nécessite que $\alpha_n \gg \alpha_1$. Lorsqu'un modèle tiré au sort ne correspond pas à l'un des critères précédents ($\mathbf{p}_k \notin \mathcal{M}$), il est rejeté et un autre modèle prend immédiatement sa place.

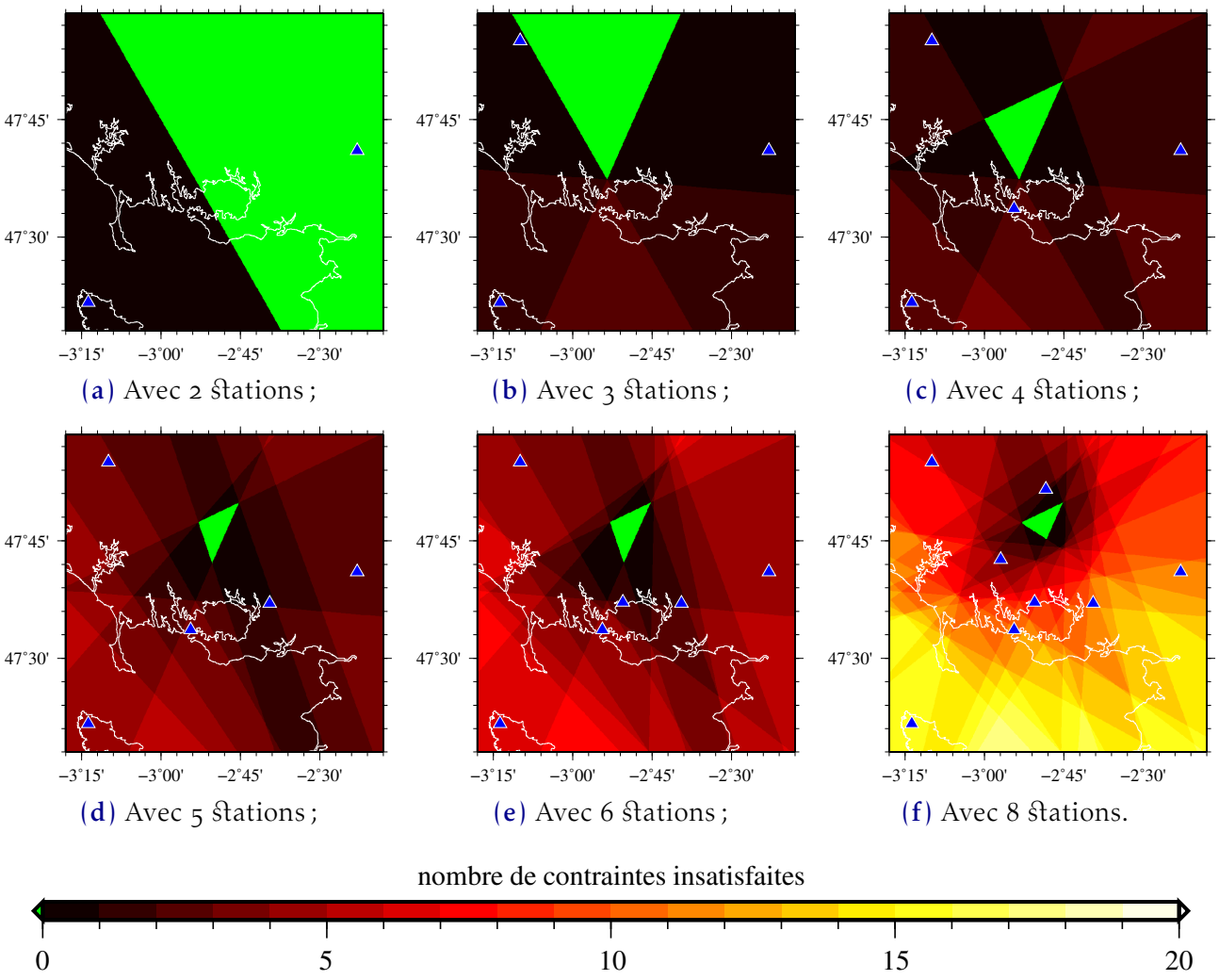
2.2.2.b Les modèles initiaux

Pour chaque chaîne de Markov, un modèle initial différent est aléatoirement choisi dans une distribution de probabilité qui n'est pas systématiquement le prior. Ces distributions *a priori* sur les modèles initiaux sont alors parfois appelées prior par abus de langage, mais n'interviennent pas dans la construction de la distribution *a posteriori* des paramètres. Les paramètres hypocentraux et structuraux initiaux ne sont pas déterminés de la même manière.

i) Les paramètres structuraux initiaux Les paramètres structuraux sont tirés aléatoirement dans une loi uniforme définie par le prior (tableau II.2-2).

ii) Les paramètres hypocentraux initiaux

II



(a) Avec 2 stations ; (b) Avec 3 stations ; (c) Avec 4 stations ;
(d) Avec 5 stations ; (e) Avec 6 stations ; (f) Avec 8 stations.

Figure II.2-6 – Construction d'une zone d'initialisation épicentrale par Localisation par Ordre d'Arrivée (LOA), avec la prise en compte successive des stations, exemple du séisme du 11 novembre 2013 (05h36 T.U.). L'épicentre se situe dans la zone verte, dont la surface pour 8 stations (f) est d'environ 25 km².

ii.1) L'épicentre initial Les épicentres sont tirés au sort dans une zone de départ définie par l'ordre d'arrivée des ondes aux stations sismologiques (Anderson, 1981 ; Sambridge & Kennett, 1986, méthode LOA pour « Localisation par Ordre d'Arrivée », ou AOL pour « Arrival Order Location » en anglais), voir figure II.2-6 pour un exemple. Pour chaque couple de stations, on trace d'abord la bissectrice du segment défini entre ces deux stations. Cette bissectrice est un grand cercle qui coupe la Terre en deux hémisphères. L'épicentre du séisme se situe sur l'hémisphère dans lequel se trouve la station ayant enregistré en premier l'arrivée d'une onde. En superposant les différents hémisphères correspondants aux différents couples, on définit le polygone minimal dans lequel se trouve nécessairement l'épicentre ; l'épicentre initial (ϕ_1 et λ_1) est alors tiré au sort dans ce polygone.

Cette méthode a l'avantage, en plus d'être simple, rapide et robuste, d'être indépendante des paramètres de structure ainsi que de la profondeur et du temps origine du séisme. Par conséquent, elle devrait être utilisée systématiquement comme une première étape des algorithmes de recherche de la localisation de séisme (Lomnitz, 2006). De plus, cette méthode permet de vérifier la cohérence des données et d'identifier des valeurs aberrantes. Ainsi, si les ordres de tous les temps d'arrivées, pris deux à deux, concordent sauf un petit nombre enregistrés à une même station, alors on écartera les données de cette dernière station.

ii.2) La profondeur initiale du séisme La profondeur initiale du séisme $h_{z,1}$ est tirée aléatoirement dans le prior (tableau II.2-2).

ii.3) Le temps origine initial Le temps origine initial $t_{0,1}$ est le dernier paramètre à être initialisé. Pour cela, on utilise le temps d'arrivée de l'onde P_g à la plus proche station, auquel on retranche un temps de parcours t, défini tel que :

$$t(\lambda, \phi, z_h, \alpha_1) = \frac{\sqrt{\Delta_e(\lambda, \phi)^2 + z_h^2}}{\alpha_1} + \mathcal{N}(0, \sigma)\,. \tag{II.2-21}$$

La loi normale $\mathcal{N}$ permet de perturber aléatoirement ce résultat avec une faible valeur de σ.

2.2.3 Les paramètres de réglage

Lorsque la chaîne de Markov échantillonne la distribution de probabilité stationnaire, le taux d'acceptance, c.-à-.d le pourcentage de modèles acceptés parmi l'ensemble des modèles générés, doit se situer au voisinage de la valeur de 23% (définie par Gelman & coll., 2013, correspondant à une exploration optimale d'un problème multidimensionnel). Cependant des valeurs comprises entre 20 et 50% peuvent être tolérées (German, 1996, p. 141).

Trois éléments conditionnent ce taux d'acceptance : i) le problème direct ; ii) les incertitudes sur les données ; iii) la loi de proposition f. Dans la logique d'implémentation, le problème direct est défini en amont et avec lui le prior. Les incertitudes sur les données sont issues du dépouillement des données ; ce ne sont pas là des paramètres de réglage. Le seul paramètre de réglage [1] est donc le choix de la loi de proposition f, permettant l'échantillonnage des paramètres. Dans notre cas, f est une loi normale centrée $\mathcal{N}(0, \sigma_S)$. C'est donc la valeur

1. « Tuning parameters » en anglais.

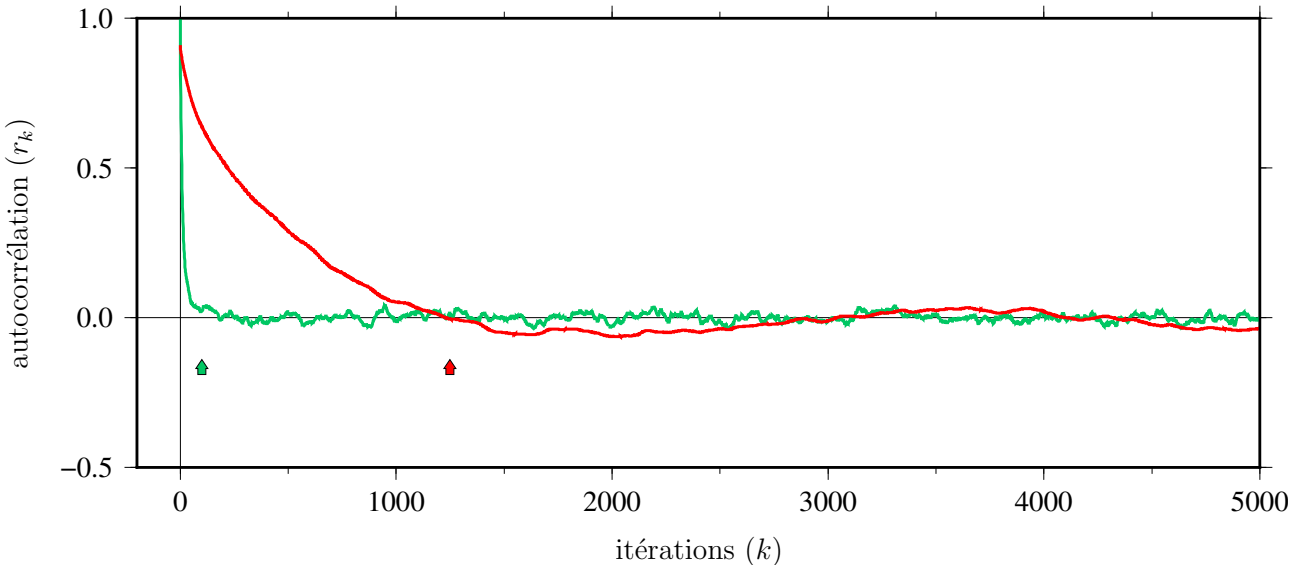


Figure II.2-7 – Exemple de corrélogrammes. En vert, les modèles sont rapidement indépendants. Avec un sous échantillonnage de 1 %, les modèles seront alors complètement indépendants. L'espace des paramètres est ainsi fidèlement visité par la chaîne de Markov avec une « perte de mémoire » rapide du système. En rouge, la série montre des modèles très corrélés en dessous de 1 250 itérations, il faudra donc augmenter le nombre d'itérations de la chaîne ou modifier la loi de proposition f avec des largeur de gaussiennes plus grandes.

de l'écart-type σ_S^i de chaque i^e paramètre qui est notre paramètre de réglage. Pour autant, comme le remarque MacKay (2003), la taille des perturbations n'affecte pas la distribution *a posteriori*, mais la rapidité avec laquelle l'algorithme va tendre vers elle. Si la largeur de la gaussienne σ_S est trop grande, alors l'algorithme a tendance à vouloir faire voyager la chaîne trop loin et donc à rejeter une grande proportion des modèles proposés ; le taux d'acceptance chute. Au contraire, si le pas avec lequel la chaîne de Markov se déplace est trop petit, le taux d'acceptance est fort car la chaîne explore trop lentement l'espace de paramètres, quitte à occulter une partie de cet espace, avec un risque non négligeable de se retrouver piégée dans un minimum local de la fonction coût ou de ne pas être en mesure d'identifier une distribution multimodale. Dans ce travail, les largeurs des gaussiennes ont été définies empiriquement sur des jeux de données à la fois synthétiques et réelles ayant des incertitudes semblables. On recherche alors l'ensemble des σ_S^i permettant au mieux d'approcher un taux d'acceptance de ~23%, en évitant de générer des modèles trop autocorrélés. Les valeurs proposées sont données dans le tableau II.2-2.

Les valeurs de σ_S ont un impact sur l'autocorrélation des configurations d'une même chaîne de Markov. L'autocorrélation se mesure d'abord au travers de l'autocovariance. Le calcul de la fonction d'autocovariance empirique $\mathrm{Cov}^k(p^i)$ pour une séquence d'un i^e paramètre

correspond au calcul de la moyenne des produits scalaires (c.-à.-d une mesure de l'influence) de cette séquence avec elle-même, décalée d'un délai de k échantillons allant de 1 à κ, où κ est le nombre maximal de décalage pour lequel est déterminée la fonction d'autocovariance,

$$\mathrm{Cov}^k(p^i) = \frac{1}{\kappa - k} \sum_{t=1}^{\kappa-k} \left(p^i(t) - \overline{p}^i\right) \left(p^i(t+k) - \overline{p}^i\right), \tag{II.2-22}$$

avec $\overline{p}^i$, la moyenne de toutes les valeurs prises p^i. La fonction d'autocorrélation (r_k) à un délai k, est égale à la fonction d'autocovariance au même délai k, normalisée par la fonction d'autocovariance pour un décalage nul,

$$r_k = \frac{\mathrm{Cov}^k(p)}{\mathrm{Cov}^0(p)}. \tag{II.2-23}$$

La représentation graphique de l'autocorrélation en fonction de k est appelée un corrélogramme (figure II.2-7). Sa valeur est 1 pour $k = 0$ et tend vers 0 quand k augmente ; plus l'autocorrélation décroît rapidement, plus les éléments sont statistiquement indépendants. Ainsi, une autocovariance diminuant trop lentement dénonce une chaîne qui ne parcourt pas assez vite l'espace des paramètres. De manière générale, on estime que le nombre d'itérations d'une chaîne de Markov doit être un multiple très grand devant la valeur de délais nécessaires pour que l'autocorrélation tende vers 0.

En théorie et selon les préceptes Markoviens, la chaîne de Markov doit échantillonner l'espace des paramètres avec un très grand nombre d'itérations. En pratique, plusieurs millions ou dizaines, voir centaines de millions de modèles suffisent à établir une distribution stationnaire semblable à la densité de probabilité *a posteriori* $\mathbb{P}(\mathbf{p}|\mathbf{d}^{\mathrm{obs}})$ recherchée. Si l'on prend garde à éviter au maximum des configurations de paramètres corrélées entre elles, un sous-échantillonnage de cette distribution suffira à étudier la densité de probabilité *a posteriori*.

2.2.4 Une stratégie de recherche en deux temps : coldruns et hotruns

Afin d'effectuer un échantillonnage de l'espace des paramètres complet, efficace et dans un temps de calcul raisonnable, tout en utilisant la prédisposition de l'algorithme au calcul parallèle (Rosenthal, 2000), la procédure de détermination McMC est découpée en deux

Tableau II.2-2 – Intervalles d'exploration et de la largeur (σ_S) des gaussiennes d'échantillonnages, utilisés pour des paramètres de structure et de source.

paramètres	structuraux				hypocentraux			
	vitesse des ondes P dans la croûte α_1 (km/s)	vitesse des ondes P dans le manteau α_n (km/s)	ratio de vitesse P/S α/β	profondeur du Moho z_n (km)	épicentre longitude ϕ (°)	épicentre latitude λ (°)	profondeur du séisme h_z (km)	temps origine t_0 (s)
Intervalle	[5 – 7]	[7 – 9]	[1.62 – 1.78]	[15 – 50]	-	-	[0 – z_n]	-
σ_S coldruns	0.25		0.025	0.75	5 (km)		2.5	0.5
σ_S hotruns	0.1		0.01	0.75	0.5 (km)		0.5	0.1

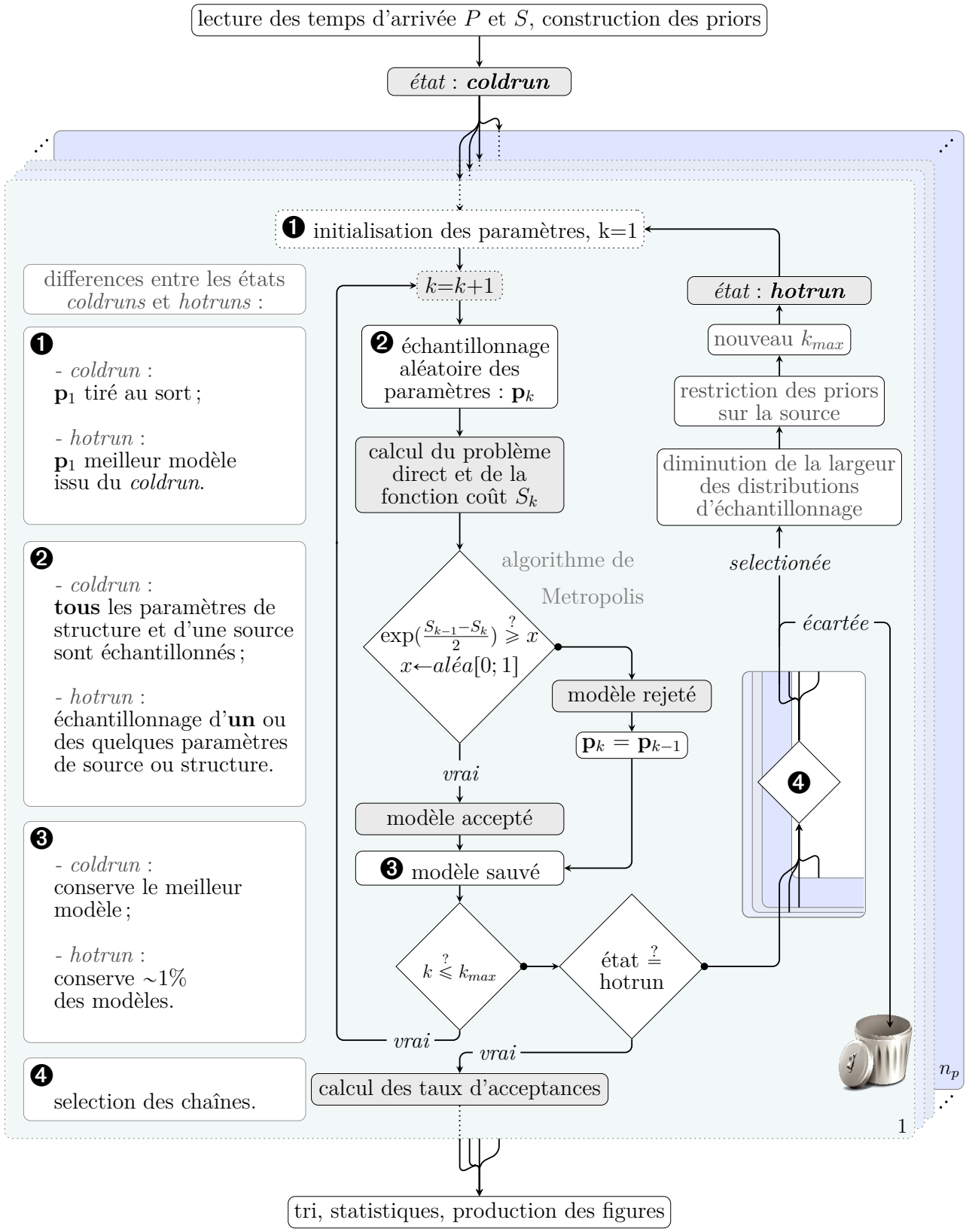


Figure II.2-8 – Algorithme de la méthode développée. L'ergodicité de l'exploration Monte-Carlo par chaînes de Markov est assurée par n_p processeurs, travaillant en parallèle. À chaque k^e itération, un nouveau modèle est échantillonné, puis accepté ou rejeté. Dans une première phase dite de *coldruns*, tous les paramètres (source et structure) sont échantillonnés dans de larges distributions gaussiennes centrées sur l'itération précédente. Seules les chaînes sélectionnées à l'issue de la phase de coldruns, poursuivent en phase de *hotruns*. Lors de cette seconde phase, seuls quelques paramètres tirés au sort sont échantillonnés, afin d'augmenter le taux d'acceptation et de converger plus rapidement vers une distribution *a posteriori* stationnaire des paramètres (voir texte pour détails).

phases (*cf.* figure II.2-8). Une première phase, dite de « coldruns » ou période de chauffe, permet une exploration large de l'espace de paramètres. La seconde phase, dite de « hotruns » ou période stationnaire, échantillonne la distribution stationnaire recherchée. Ce type de procédure en deux ou trois phases a déjà été présentées précédemment (p. ex., Drilleau & coll., 2013) et ne doit pas être confondu avec les méthodes « Metropolis-coupled McMC algorithm » (MC^3, Geyer, 1991), où des chaînes de différentes « températures » (nommées « cold » et « heated » en référence au recuit d'un matériau métallique) se côtoient simultanément (Huelsenbeck & coll., 2001). Les deux phases de coldruns et hotruns sont relativement similaires mais trois points importants les divisent (voir la figure II.2-8, colonne de gauche) : i) les modèles initiaux ; ii) l'échantillonnage de nouveaux modèles ; iii) le nombre de modèles conservés.

L'ergodicité de l'exploration Monte-Carlo par chaînes de Markov est assurée par n_p réalisations, travaillant en parallèle. Ainsi au lieu d'étudier la fonction de distribution stationnaire sur une réalisation d'une unique chaîne de Markov possédant un très grand nombre d'itérations, plusieurs chaînes de Markov sont amorcées en parallèle. Le fait que l'ensemble des n_p réalisations aient des distributions stationnaires quasiment identiques montre de manière péremptoire qu'elles ciblent une même distribution unique : la distribution *a posteriori* recherchée.

2.2.4.a Une première phase : coldruns

Cette première étape correspondant à une période de rodage (ou « burn-in » en anglais), la recherche est effectuée à grande longueur d'onde afin de parcourir au premier ordre l'espace $\mathcal{M}$ des modèles. Pour chaque chaîne, la configuration initiale des paramètres $\mathbf{p}_1$ est tirée aléatoirement dans une distribution de modèles initiaux (❶ dans la figure II.2-8) décrit dans le paragraphe II.2.2.2.b.

Puis, au cours des itérations de la chaîne de Markov, l'échantillonnage de nouveaux modèles (❷ dans la figure II.2-8) est effectué par une modification complète des configurations des quatre paramètres de structure et des quatre paramètres hypocentraux d'un seul des x séismes choisi aléatoirement. Chaque paramètre est alors échantillonné dans une loi normale f centrée sur le modèle précédent. Les largeurs de gaussienne σ_S, utilisées pour ces lois de proposition f, sont assez larges pour visiter convenablement l'espace des paramètres

(tableau II.2-2). Le problème direct est ensuite résolu dans cette nouvelle configuration des paramètres et la fonction coût est comparée à celle du modèle précédent. Le modèle est alors accepté selon la probabilité π (décrite au paragraphe II.2.1.4.c). En phase de coldruns, seule la meilleure configuration des paramètres (celle qui obtient une fonction coût minimale) est conservée (❸ dans la figure II.2-8) afin d'être utilisée comme modèle initial pour l'étape suivant de hotruns.

Dans cette phase, la fonction coût décroît très rapidement de plusieurs ordre de grandeur (voir figure II.2-9, courbe rouge). Les paramètres les plus influents sont ϕ, λ et t_0. Ainsi, pour un seul séisme et avec des données suffisantes et non entâchée de valeurs aberrantes, au maximum quelques milliers d'itérations suffisent à se rapprocher de l'épicentre. Par la suite, les variations de la fonction coût sont plus faibles et indiquent que la chaîne se situe à proximité de l'ensemble solution recherché.

À la fin de cette première étape, chaque chaîne fournit sa meilleure configuration des

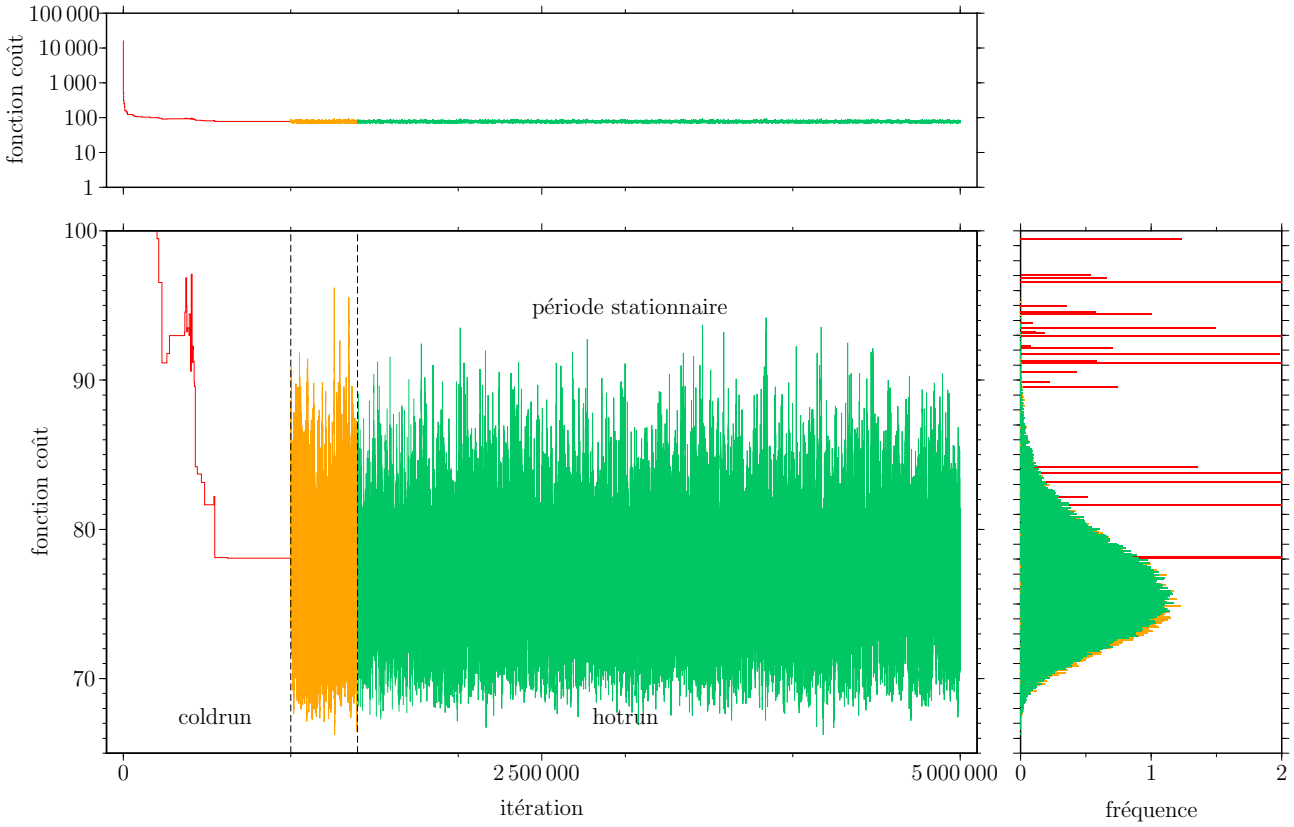


Figure II.2-9 – Évolution de la fonction coût en fonction des itérations pour une chaîne de Markov, exemple pour la détermination simultanée de 6 séismes. L'histogramme asymétrique de la distribution stationnaire illustre la propension de l'algorithme à converger vers les valeurs les plus faibles de la fonction coût.

paramètres rencontrée lors de la marche aléatoire. Or, certaines réalisations ont exploré des régions de l'espace des paramètres plus propices que d'autres. Alors, afin d'optimiser l'exploration des meilleurs modèles, seules les chaînes ayant enregistré les fonctions coût les plus faibles sont sélectionnées et poursuivent en hotruns, les autres sont écartées et ne participent plus au processus (❹ dans la figure II.2-8). En pratique, on peut, par exemple, sélectionner seulement un quart d'une vingtaine de chaînes ayant chacune parcouru 10 000 000 itérations.

2.2.4.b Une seconde phase : hotruns

Après avoir approché l'ensemble des solutions au travers de l'étape des coldruns, certaines chaînes continuent l'exploration des paramètres dans un nouvel espace restreint, lors de la seconde étape appelée hotruns. Dans cette étape, le modèle initial n'est pas choisi aléatoirement, mais prend directement la configuration du meilleur modèle de la chaîne rencontré pendant l'étape de coldruns (❶ dans la figure II.2-8). On force ainsi la chaîne de Markov à se placer dans une situation optimale. Toutefois, on rappelle que cette chaîne « perdra la mémoire » et sera rapidement indépendante de ce modèle initial. L'opération a ici le seul but d'accélérer le processus, car l'espace des paramètres va maintenant être visité avec un pas plus petit et dans une zone réduite. En effet, le prior sur les paramètres hypocentraux est restreint par de nouvelles contraintes issues de l'étape précédente ; ϕ, λ et t_0 deviennent dorénavant bornés. Sur l'ensemble des meilleurs modèles issus des coldruns sélectionnés, un modèle moyen est défini avec les écart-types associés. Le prior sur le temps initial impose que t_0 soit compris entre ce modèle moyen et $\pm 3\sigma$ (avec un minimum de 0,75 s). Le prior sur les paramètres épicentraux impose que ϕ et λ appartiennent à une ellipse centrée sur le modèle moyen et dont le demi-petit et -grand axe correspond à 3σ sur la longitude ou la latitude (avec une valeur minimale de 5 km). Ces restrictions du prior sur les paramètres hypocentraux permettent de vérifier la cohérence des coldruns. Le fait que l'ensemble des modèles échantillonnés dans l'étape de hotruns se retrouvent au centre du prior, est le signe qu'un nombre suffisant d'itérations a déjà amené l'ensemble des chaînes à visiter une zone proche de la solution dans l'étape de coldruns.

L'échantillonnage de nouveaux modèles (❷ dans la figure II.2-8) est opéré en modifiant une faible partie des paramètres. Cette stratégie permet de préserver, à l'itération suivante, une partie des caractéristiques d'un modèle proche du minimum global de la fonction coût. Le désavantage de cette méthode est de produire des séquences de modèles corrélées

(p. ex., Khan & Mosegaard, 2002). On pourra toutefois quantifier la propension de la chaîne à générer des modèles corrélés, au moyen de la fonction d'autocorrélation (équation II.2-23). Par ailleurs, dans ces conditions, un grand nombre d'itérations sera nécessaire pour reproduire fidèlement l'ensemble de la densité de probabilité stationnaire recherchée. À chaque itération, quatre alternatives équiprobables sont autorisées : i) tirage des quatre paramètres hypocentraux pour un seul séisme choisi aléatoirement ; ii) tirage de l'un des quatre paramètres hypocentraux pour un seul séisme choisi aléatoirement ; iii) tirage des quatre paramètres de structure ; iv) tirage de l'un des quatre paramètres de structure. On obtient alors des modèles moins corrélées que si un unique paramètre est modifié à chaque itération. Les paramètres du modèle de Terre sont échantillonnés aussi souvent que l'ensemble des paramètres hypocentraux.

Chaque nouveau modèle, issu de la perturbation du modèle précédent, est maintenant échantillonné avec une taille de gaussienne plus faible que lors de l'étape précédente (tableau II.2-2). Ceci permet encore une fois de conserver les caractéristiques du modèle précédent lorsqu'on se trouve proche du maximum de vraisemblance global, afin d'échantillonner précisément cette région et d'augmenter le taux d'acceptance vers une valeur convenable (entre 20 et 50%).

Après une nouvelle période de rodage (fixée à 10 % des itérations de la phase de hotruns sur la figure II.2-9, courbe orange), la distribution stationnaire peut être étudiée en conservant l'ensemble des configurations rencontrées (figure II.2-9, courbe verte). Or, les modèles générés à peu d'itérations d'intervalle sont souvent très corrélés et n'offrent qu'une information redondante. De plus, une population composée de trop nombreux modèles est difficile à exploiter. Ainsi nous préconiserons d'étudier la distribution stationnaire par un sous-échantillonnage des modèles, composé d'une collection de 100 000 à 150 000 configurations statistiquement indépendantes, c.-à-d. les moins corrélées possibles. Pour ce faire, il faut mener un minimum de chaînes de Markov sur un minimum d'itérations et prélever aléatoirement des échantillons suffisamment espacés (❸ dans la figure II.2-8). Le fait d'intégrer une configuration particulière à l'étude de la distribution stationnaire d'une chaîne de Markov est indépendante du fait que ce modèle ait été accepté ou rejeté puis remplacé par le modèle précédent lors de l'algorithme de Metropolis. En fonction du nombre de paramètres (nombre de séismes), le taux de ré-échantillonage de la distribution stationnaire varie. Pour un seul événement, un modèle sur cent peut être conservé. Si plus de séismes

sont impliqués, plus d'itérations entre deux modèles sont requises. Les fonctions d'autocorrélations des paramètres (voir ci-dessus et figure II.2-7) permettent d'indiquer *a posteriori* le nombre d'itérations nécessaire entre deux modèles pour garantir qu'ils soient statistiquement indépendants.

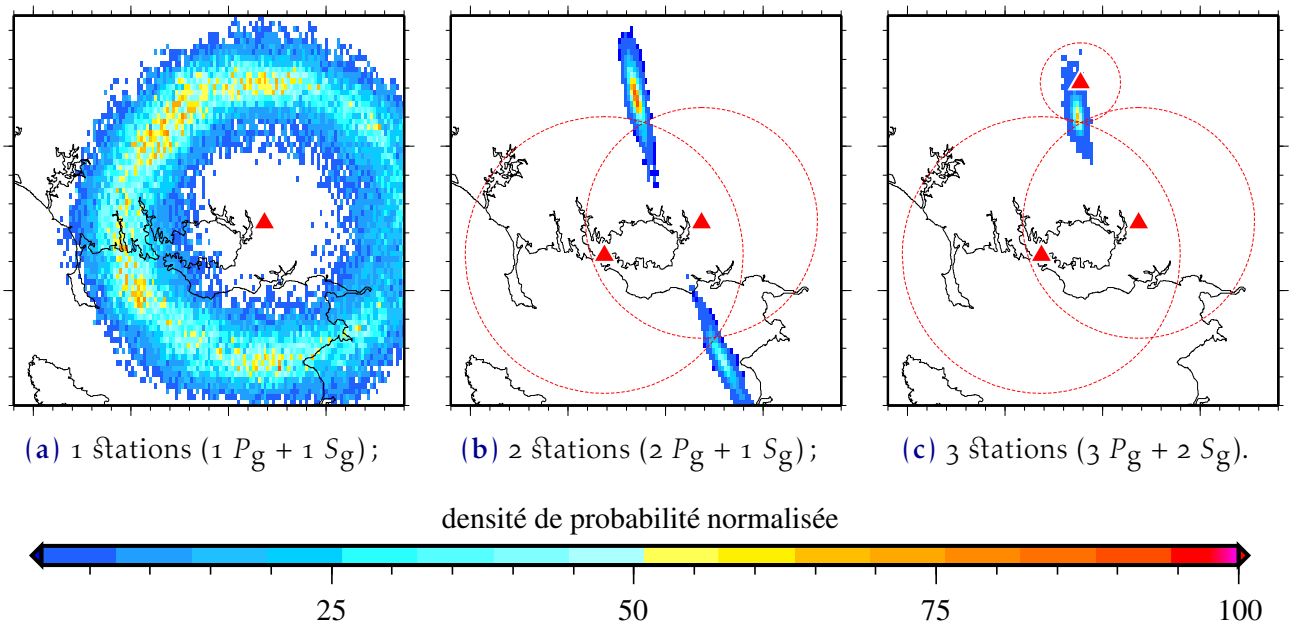
2.2.5 Un exemple de comportement dans un cas sous-déterminé

La capacité de la procédure de détermination non-linéaire des paramètres hypocentraux et structuraux à localiser un séisme avec très peu de données est examinée sur un premier jeu de données simple. Avec une unique station (figure II.2-10a), la fonction de densité de probabilité *a posteriori* de l'épicentre définit un anneau d'équiprobabilité autour de cette station, reflétant convenablement ce manque de données. Lorsque deux stations sont considérées, la densité de probabilité *a posteriori* transcrit une distribution bimodale (figure II.2-10b) ; des solutions potentiellement distinctes sont alors explorées. Enfin, si trois stations sont prises en compte, l'ambiguïté est levée et l'épicentre tend vers une solution unimodale (figure II.2-10c).

Dans ces trois cas, les densités de probabilité *a priori* et *a posteriori* sur les paramètres de structure sont similaires. Ces paramètres sont donc mal contraints. La profondeur et le temps origine du séisme sont très covariants et sont estimés avec de larges incertitudes. Ainsi malgré que l'épicentre soit facilement contraint avec peu de données, le problème est ici clairement sous-déterminé. Cet exemple illustre le fait que le processus de détermination non-linéaire, par son caractère bayésien, fournira toujours une solution sous la forme d'une densité de probabilité *a posteriori* sur les paramètres plus ou moins étalée, formulant alors un problème *bien posé*. Ceci est en opposition aux méthodes déterministes de type Geiger utilisées classiquement mais potentiellement divergentes, dont la solution dépend à la fois d'un modèle de Terre et d'une configuration de paramètres initiale.

2.2.6 L'étude *a posteriori*

Une fois la distribution stationnaire établie et avant d'aller plus loin, plusieurs points sont à considérer. En premier lieu, le taux d'acceptance doit se situer entre 20 et 50 %. Ensuite, les meilleurs modèles des coldruns sélectionnés doivent définir une zone assez large dans laquelle, lors des hotruns, l'ensemble des chaînes doit converger vers un même ensemble



(a) 1 stations (1 P_g + 1 S_g) ; (b) 2 stations (2 P_g + 1 S_g) ; (c) 3 stations (3 P_g + 2 S_g).

Figure II.2-10 – Évolution de la densité de probabilité *a posteriori* sur les paramètres ϕ et λ en fonction du nombre de stations sismologiques, dans un exemple simple avec les données du séisme du 11 décembre 2013 à 06h28, près de Vannes. Les cercles rouges indiquent les distances épicentrales définis avec 8 stations (8 ondes P_g+ 8 ondes S_g).

solution, sans s'immobiliser près des bornes du prior. Enfin, l'autocorrélation des paramètres doit tendre rapidement vers 0. À partir de ces constatations, la distribution stationnaire peut être étudiée en tant que densité de probabilité *a posteriori* des paramètres sachant les données, $\mathbb{P}(\mathbf{p}|\mathbf{d}^{obs})$. Si l'une des conditions précédentes n'est pas remplie, le nombre de chaînes de Markov, leur taille ou la largeur des gaussiennes de la loi de proposition doit être modifié.

Maintenant, il s'agit de caractériser une densité de probabilité des paramètres en plusieurs dimensions (p. ex., lire Sambridge, 1999b). On peut alors légitimement se demander quel est le meilleur opérateur statistique quantitatif – ou critères de position – à utiliser sur les densités de probabilités marginales des paramètres : le mode, la médiane (avec quartiles, déciles), la moyenne (avec écart-types), le meilleur modèle (celui dont la fonction coût est la plus faible) ? Bien que la moyenne soit l'outil le plus communément utilisé, on préférera sans doute la médiane qui n'est pas affectée par des valeurs extrêmes. Le mode est trop dépendant de la classe choisie. Le meilleur modèle n'offre qu'une vison déterministe. De plus, ces statistiques peuvent s'effectuer sur l'ensemble de la distribution *a posteriori* ou sur une sélection des modèles basée sur la valeur de la fonction coût. Ce sous-ensemble de la distribution *a posteriori* peut, par exemple, correspondre aux 10, 100, 1 000 ou 10 000 meilleurs modèles. Je fais le choix dans l'exploitation des résultats de prendre en compte l'ensemble de

ces opérateurs statistiques. Alors, on remarquera que, lorsque les données permettent de bien contraindre les paramètres, le mode, la moyenne et la médiane se retrouvent confondus et que plus le nombre de meilleurs modèles sélectionnés est restreint plus on tend vers le minimum global de la fonction coût (p. ex., figures II.2-11 à II.2-14). Toutefois, si l'étude statistique indique, à partir des lois de probabilité *a posteriori*, qu'un paramètre p^1 à une moyenne y_1 et qu'un second paramètre p^2 à une moyenne y_2, cela n'implique pas nécessairement que le modèle moyen $\mathbf{p} = \{y_1, y_2\}$ ait été échantillonné et qu'il soit donc le meilleur modèle ; cela indique seulement que chaque paramètre a, de manière indépendante, échantillonné préférentiellement autour de sa moyenne. Ainsi, l'exploitation des fonctions densités de probabilité ne conserve pas les relations individuelles directes entre les paramètres d'une même configuration et il sera donc nécessaire d'étudier les covariances entre les paramètres.

L'utilisation de coupes en deux dimensions dans l'espace multidimensionnel des paramètres permet d'appréhender ces covariances entre paramètres. Ces coupes peuvent alors représenter les meilleures valeurs de la fonction coût rencontrée en chaque point ou bien la densité de probabilité *a posteriori* des paramètres (formant alors un « *pdf* plot » en anglais ; p. ex., figures II.2-11 à II.2-14). Un autre moyen de représenter ces covariances est l'insertion des coefficients de corrélations linéaires de Bravais-Pearson entre chaque paire de paramètres au sein d'une matrice de corrélation, parfois appelée corrélogramme. Si un paramètre est décorrélé de tous les autres, il est indépendant et potentiellement bien contraint. Au contraire, si un paramètre se retrouve fortement corrélé avec un ou plusieurs paramètres, alors ces paramètres sont dépendants ; l'étude statistique du premier paramètre ne peut pas être dissociée du ou des autres paramètres.

Les écarts γ entre les temps théoriques et les temps calculés avec une configuration des paramètres représentative de la solution (p. ex., le modèle moyen des 100 meilleurs modèles) doivent être faibles. En effet, ce sont ces écarts qui ont été minimisés au cours du processus McMC [1]. De plus, si la modélisation du problème direct reflète correctement la propagation des ondes, chaque j^{e} écart γ devrait être inférieur à la valeur de $3\sigma_j$ où σ_j définit l'incertitude lue sur la j^{e} donnée. Lorsque l'écart γ_j est très élevé (supérieur à 1 ou 2 s), il est nécessaire de visualiser le sismogramme associé pour éventuellement mettre en évidence une mauvaise

1. On minimise alors la somme algébrique $\sum_{j=1}^{m} \frac{\gamma_j}{\sigma_j}$ au travers de la fonction coût ou, en d'autre termes, on maximise la vraisemblance définie par le produit des lois normales $\prod_{j=1}^{m} \mathcal{N}(\gamma_j, \sigma_j)$.

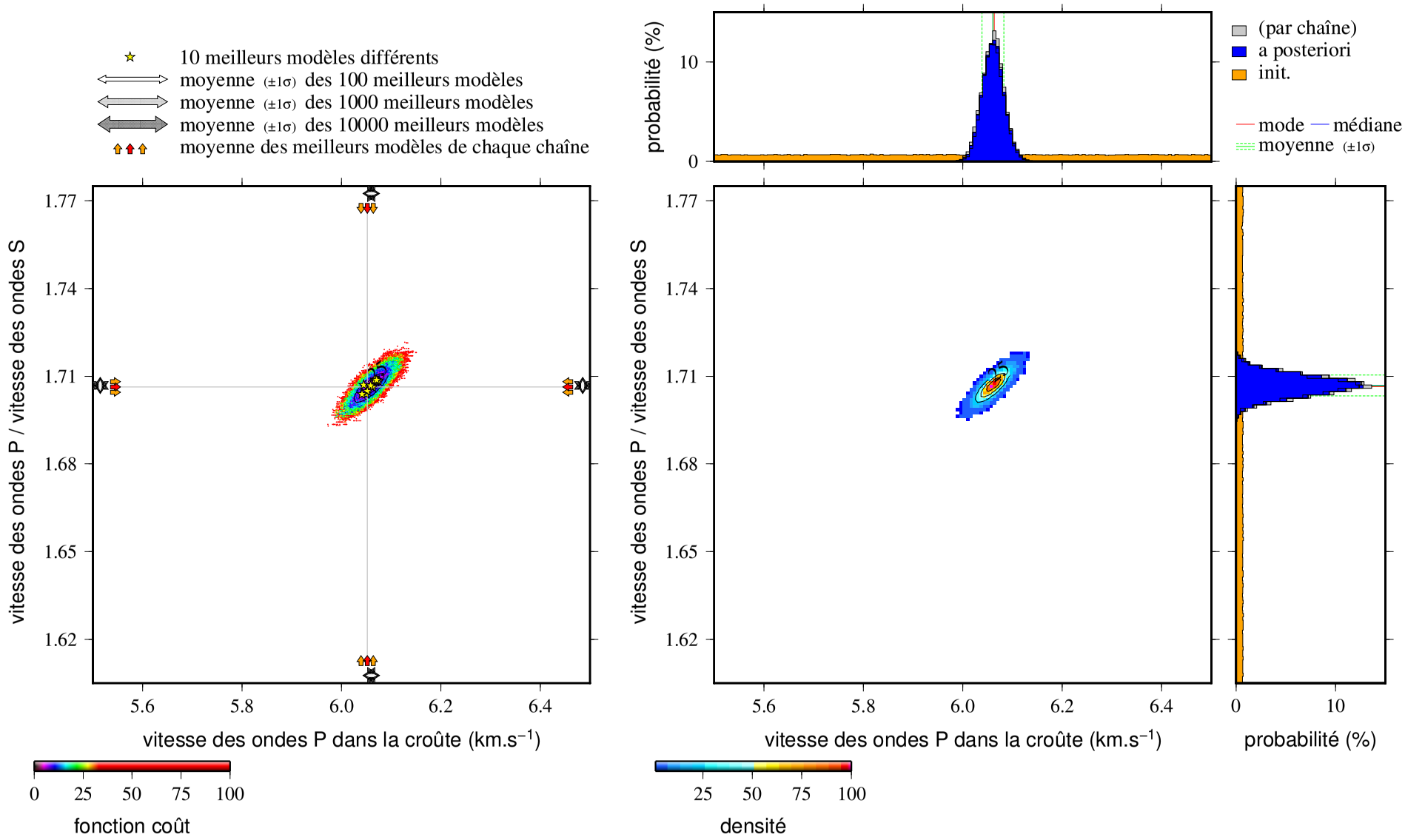


Figure II.2-11 – Exemple du séisme du 6 juillet 2013 pour les paramètres α_1 et $\frac{\alpha}{\beta}$. À gauche, sont représentées les valeurs de la fonction coût pour chaque configuration des paramètres sélectionnée, ainsi que les statistiques sur des sous-ensembles de modèles. À droite, est représentée la densité de probabilité *a posteriori*. Chaque histogramme divise ici l'espace en 150 classes. Les densités *a posteriori* marginales (histogrammes bleus) correspondent à l'union des densités de chaque chaîne (histogrammes gris). Les densités *a posteriori* sont bien différentes des ensembles de modèles initiaux (histogrammes oranges). Les valeurs de la médiane, du mode et de la moyenne des densités *a posteriori* marginales sont confondus.

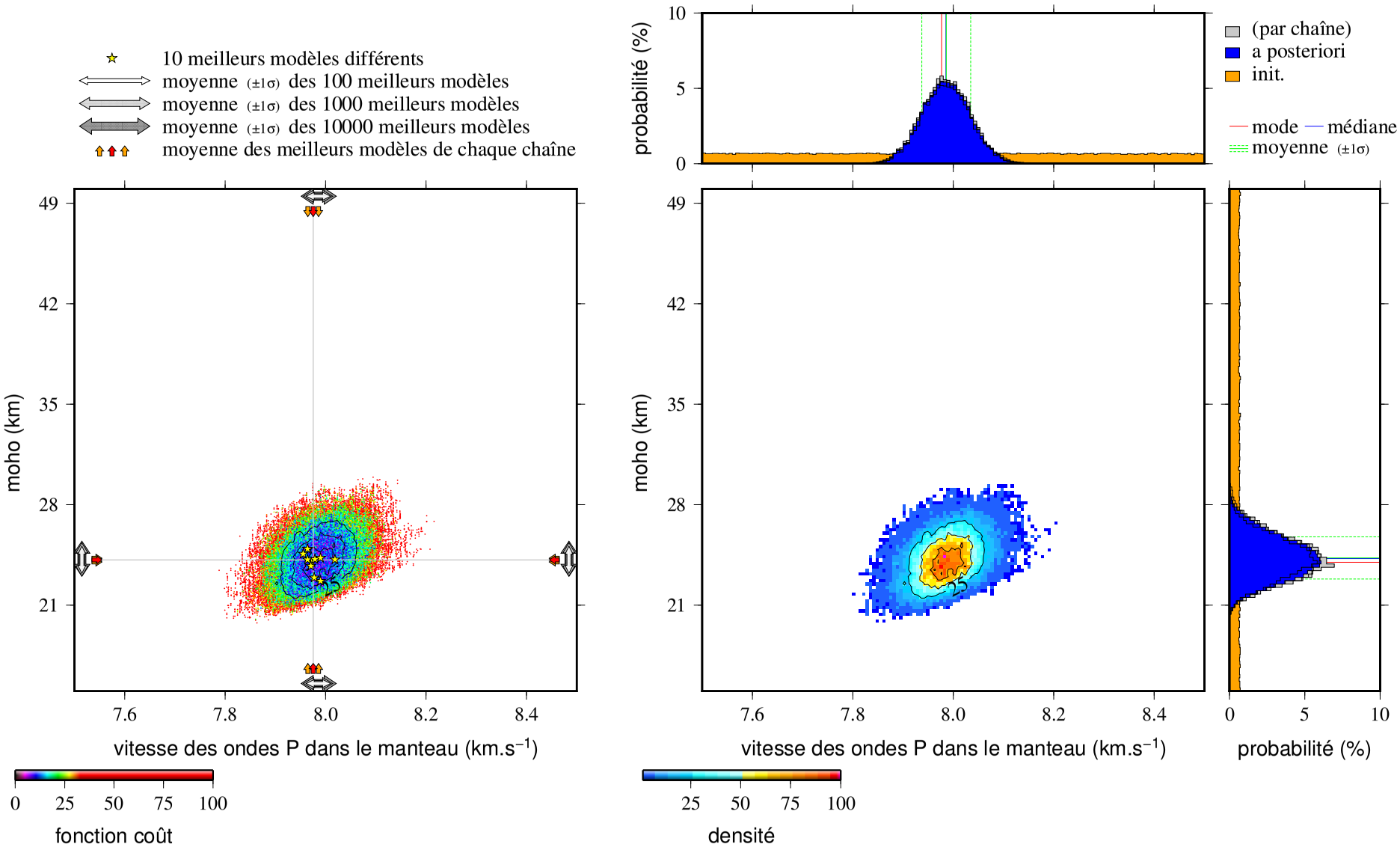


Figure II.2-12 – Exemple du séisme du 6 juillet 2013 pour les paramètres α_n et z_n (même légende que la figure précédente).

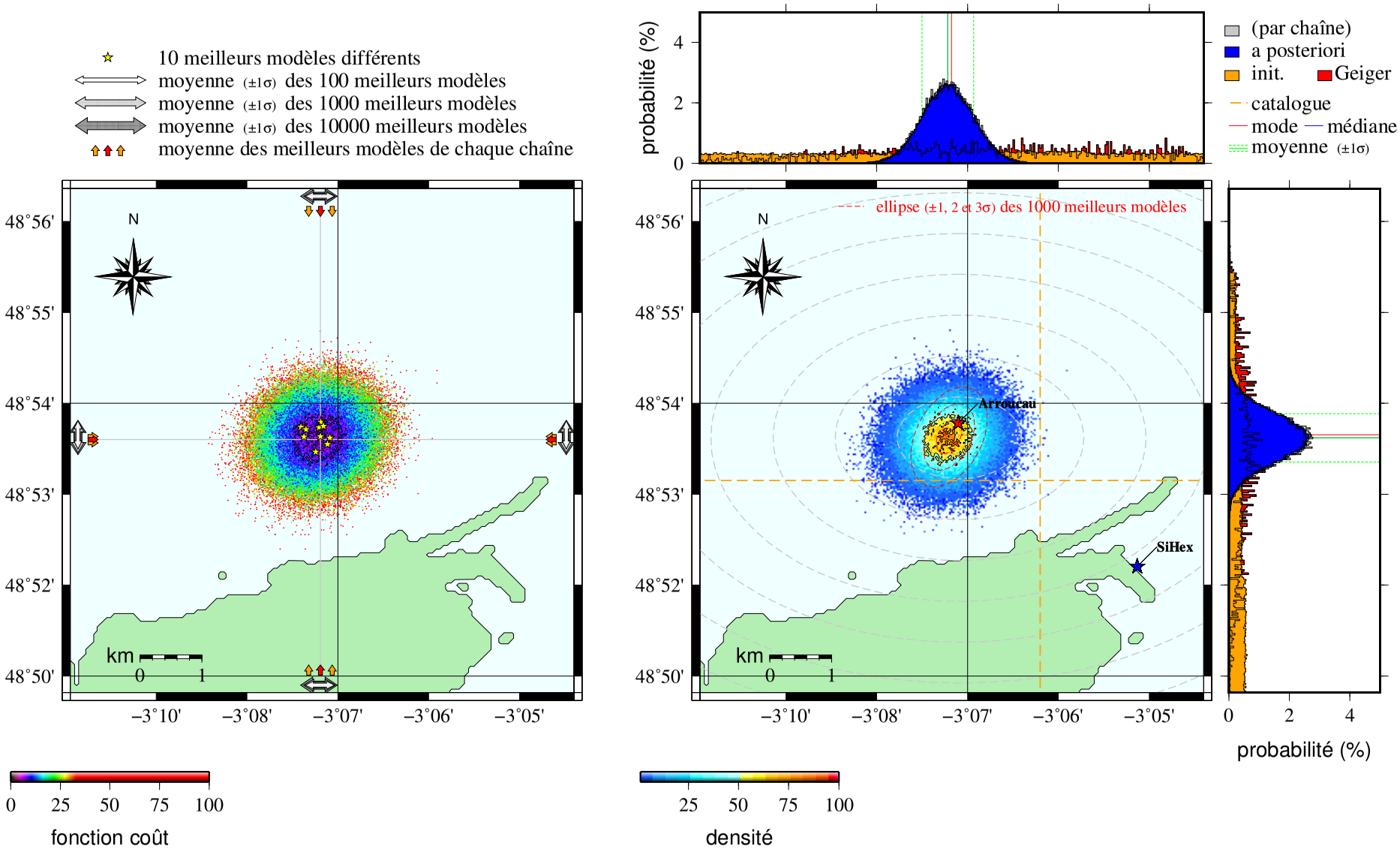


Figure II.2-13 – Exemple du séisme du 6 juillet 2013 pour les paramètres ϕ et λ (même légende que la figure précédente). À droite, les histogrammes rouges représentent l'ensemble solution issu d'une méthode d'inversion type Geiger pour des modèles initiaux tirés aléatoirement dans les distributions oranges de chaque paramètre (voir figure II.1-1). Les étoiles correspondent à une solution d'une inversion de type Geiger avec un modèle de Terre fixe : en rouge, un modèle de Terre issu des travaux de Arroucau (2006) ; en bleu (notée Si-Hex), le modèle de Terre « Haslach simplifié » (Rothé & Peterschmitt, 1950) utilisé par le Réseau National de Surveillance Sismique (RéNaSS). Les deux modèles de Terre different principalement par leurs profondeurs de Moho et leurs ratio $\frac{\alpha}{\beta}$. Les terrains immergés et émergés sont respectivement en vert et en bleu.

II

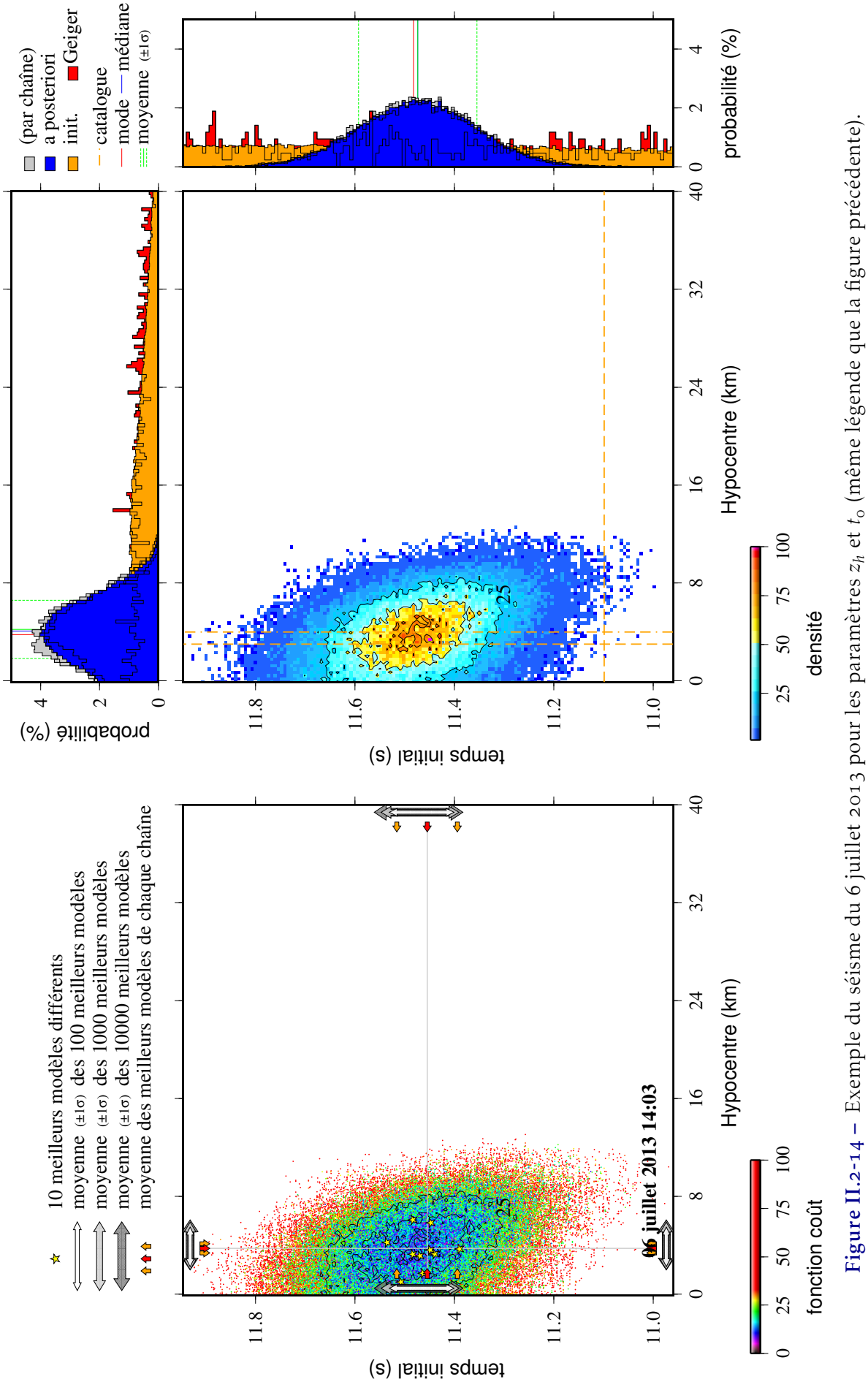


Figure II.2-14 – Exemple du séisme du 6 juillet 2013 pour les paramètres z_h et t_o (même légende que la figure précédente).

identification de l'arrivée d'onde et rectifier la lecture de la donnée (sans pour autant venir chercher à lire la donnée là où le modèle le prédit). Après vérification de la donnée, si cette donnée s'avère robuste mais demeure aberrante, celle-ci peut être le symptôme d'une modélisation trop simple du problème direct et il n'est pas envisagé d'écarter cette donnée.

Une autre manière d'estimer la confiance que l'on peut placer dans la solution est de travailler sur l'hodochrone [1]. Alors, conformément aux équations du problème direct (tableau II.2-1), l'inverse des pentes des droites de régression sur les temps d'arrivées d'une même phase (directe ou réfractée) correspond aux vitesses sismiques recherchées (α_1 ou α_n). De la même façon, sur les diagrammes de Wadati (1933) et de Chatelain (1978), nous avons vu que les droites de régression fournissent une valeur de $\frac{\alpha}{\beta}$. Les valeurs issues des régressions linéaires doivent être proches de configurations des paramètres représentative de la solution. Cependant, si l'on observe un caractère diffus des points autour de ces droites, ce n'est pas l'expression d'une mauvaise estimation du résultat, mais plutôt le signe d'une structure sismique complexe, difficilement modélisable par les quatre paramètres considérés ici.

Afin de comparer la solution avec d'autres méthodes, une série d'inversions déterministes de type Geiger sont calculées (pour les mêmes données, des incertitudes sur les données identiques et un problème direct semblable). Ces inversions sont initialisées avec différents modèles de Terre (soit des modèles de référence, soit des modèles tirés aléatoirement dans le prior) et différents modèles initiaux (p. ex., figure II.2-13). Enfin, la solution peut être comparée avec les solutions des bulletins sismologiques publiés par des agences nationales ou internationales (RéNaSS, LDG, ...).

Lors de la détermination conjointe de plusieurs séismes, vus par les mêmes stations, des résidus cohérents à ces stations peuvent être appréciés. Ils reflètent la présence d'anomalies de vitesses, sous la station (p. ex., Maurer & coll., 2010). Ces résidus statiques sont générés lors d'une premiere détermination stochastique des paramètres hypocentraux et structuraux.

1. L'hodochrone est une représentation graphique du temps absolu d'arrivées des ondes en fonction de la distance hypocentrale.

Si leurs distributions sont unimodales, ils peuvent ensuite être retranchés aux données dans une seconde détermination. Le fait de retirer ces résidus moyens ou médians aboutit généralement à une cohérence plus forte de la solution.

Afin de prendre en compte les variations latérales non négligeables du modèle de Terre le long du trajet des ondes, il est envisageable, avec d'important jeux de données, de définir des résidus moyens aux stations en fonction de la distance épicentrale et du *back-azimuth* [1].

Enfin, la détermination d'une configuration des paramètres représentatifs de la solution permet le calcul de la magnitude du séisme. Pour un événement local, la durée τ entre la première arrivée de l'onde *P* et la fin de la coda [2] est presque indépendante de la distance et peut être utilisée comme mesure de magnitude. D'après Lee & coll. (1972),

$$M_d = -0.87 + 2\log_{10}(\tau) + 0.0035\Delta_e\,, \tag{II.2-24}$$

avec Δ_e la distance épicentrale. On obtient ainsi une série de valeurs de magnitude pour chaque station, dont il suffira d'extraire la médiane ou la moyenne. L'estimation de la magnitude de durée M_d est une procédure robuste (voir Perrot & coll., 2005, pour une application sur le Massif armoricain) pour des séismes locaux de magnitude M_d entre 0 et 5 (Mandal & coll., 2004).

2.2.7 L'implémentation pratique de la méthode

Le programme CHEs [3] entièrement développé dans le cadre de cette thèse, reprend les méthodes et les algorithmes présentés ci-dessus. Ce programme est écrit en Fortran (norme 2008, ISO/IEC 1539-1:2010). La bibliothèque de fonctions Message Passing Interface (MPI) permet d'exploiter les ordinateurs multiprocesseurs par passage de messages. Il utilise un ensemble aussi restreint que possible de compilateurs et logiciels :

— un compilateur Fortran MPI *gfortran* ou *ifort* 2008 ;

1. Le back-azimuth correspond à une mesure d'angle, à une station sismologique, entre le nord géographique et la source.

2. Dans le signal sismique, la coda correspond à l'énergie enregistrée directement après le passage d'ondes directes et son amplitude décroît de manière exponentielle en fonction du temps. La fin de la coda est atteinte quand l'oscillation du sismogramme revient à un niveau de bruit inférieur à la moitié du bruit enregistré avant le séisme (Kayal, 2008, p. 144-146).

3. CHEs pour « Compute Hypocentral Events ».

— le logiciel de création de cartes et des diagrammes GMT (Generic Mapping Tools, Wessel & Smith, 1998, version 4.5.8) ;

— un compilateur LaTeX ;

— le logiciel *SAC* (Seismic Analysis Code, Goldstein & coll., 2003).

Le programme se compose en ~ 23 300 lignes de code et 18 programmes principaux exécutables en cascade, s'articulant autour de 34 modules, eux-même compartimentés en ~ 150 subroutines (privées ou publiques). Ce découpage du code permet une souplesse de programmation en vue de futurs aménagements. Les variables sont, le plus souvent possible, définies par des structures dérivées, souvent imbriquées (pour la gestion des dates, des types de données, ...), conduisant parfois à une programmation orientée objet. Dans notre cas, l'utilisation de structures dérivées n'a pas pour conséquence de ralentir significativement l'exécution. Les fichiers de sortie du programme sont créés dans un format binaire, permettant l'écriture des milliers, voir des millions, de modèles. Environ un tiers du code ne participe pas directement au processus McMC de détermination des paramètres hypocentraux et structuraux, mais à la création de scripts GMT (Wessel & Smith, 1998). Leur compilation aboutit à la génération automatisée de nombreuses figures (cartes, hodochrones, histogrammes, diagrammes de Wadati, ...) et tableaux permettant l'analyse détaillée de chaque résultat. Un script permet la compilation d'un document LaTeX, regroupant l'ensemble de ces figures sous un même document au format *PDF*. Le temps d'exécution en parallèle sur un ordinateur multiprocesseur, varie selon le nombre de séismes, de quelques secondes à quelques heures. Le programme est commenté, accompagné d'une notice et disponible sur un service web d'hébergement et de gestion collaboratif de développement de logiciels (GitHub).

II

GitHub

Le programme CHEs, comprenant le code source, une documentation et des exemples de fichiers de données (permettant, par exemple, de reconstruire les figures II.2-11, II.2-12, II.2-13 et II.2-14) sont disponibles sur : https://github.com/HaugmardMeric/CHEs ;

nom du fichier : CHEs ;
version : 2.4 ;
doi : 10.5281/zenodo.59806 ;
taille : 297,4 Mo ;
déposé le : 07/08/2016 16:23.

Exemples d'applications

autour du séisme de Vannes (21/11/2013)

Sommaire

3.1 **Le séisme de Vannes du 21 novembre 2013** 115

3.2 **Un exemple synthétique** 116

3.3 **Des exemples de localisations hypocentrales** 118

3.3.1 From deterministic to probabilistic methods 120

3.3.2 Joint structure-source probabilistic determination 121

3.3.3 Application to real data 130

3.3.4 Discussion and conclusions 140

3.1 Le séisme de Vannes du 21 novembre 2013

Un fort séisme de magnitude $M_W \simeq 3,5$ (Sira & Schlupp, 2014) a eu lieu près de Vannes le 21 novembre 2013 à 10h53 (heure locale), soit un mois et demi après le début de cette thèse. La secousse a été largement ressentie dans l'ouest de la France (voir la carte d'intensités figure II.3-1), comme le montrent des témoignages d'habitants rennais (à ~100 km de distance) :

> « *Les secousses ont duré quelques secondes. Une grosse vibration, avec un léger tremblement des vitres. Un peu comme un poids lourd qui roule ou un avion qui survole à très basse altitude.* »
>
> *Ouest-France, Rennes (21/11/2013)*

Près de l'épicentre, de nombreuses maisons subissent des dégâts non structuraux comme de très fines fissures et des chutes de petits morceaux de plâtre.

La magnitude de ce séisme, dont les premiers bulletins annonçaient une valeur pour M_L comprise entre 4,5 et 4,7, est importante pour la sismicité armoricaine (figure I.1-6). Elle

II

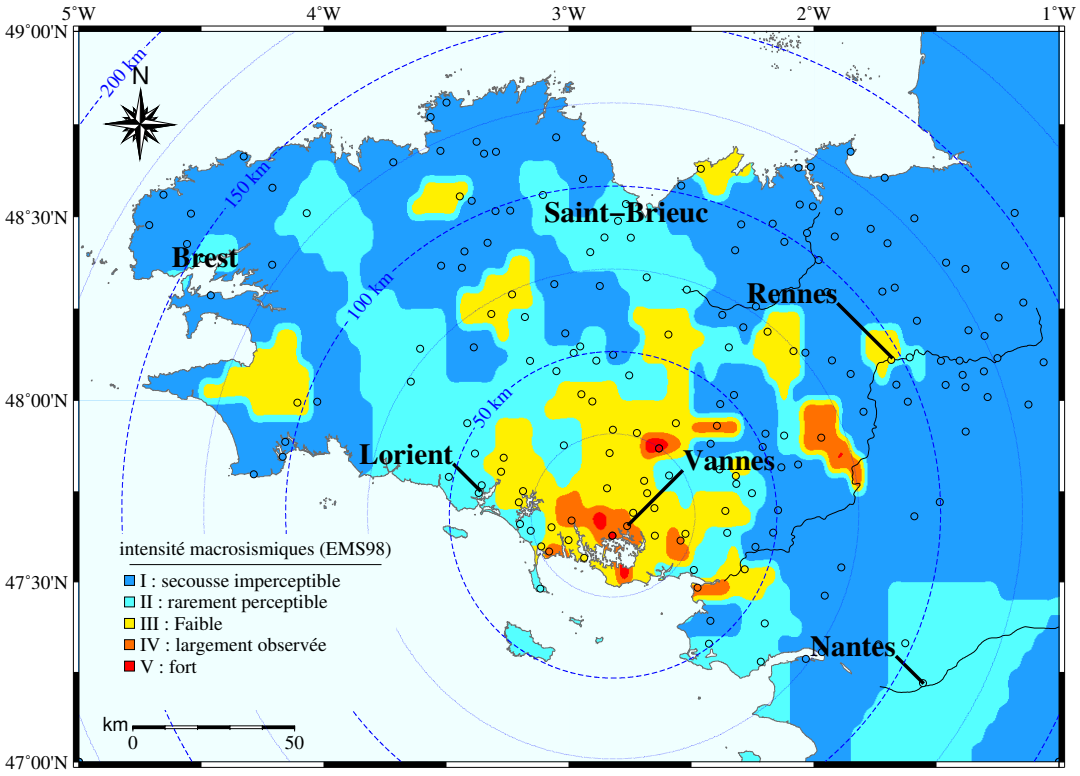


Figure II.3-1 – Carte des isoséistes (isocontours d'intensité sismique) du séisme de Vannes du 21 novembre 2013. Les 188 données communales ont été collectées suite à une enquête macrosismique mené par le BCSF. Les intensités suivent l'échelle macrosismique européenne (EMS98, Grünthal, 2001).

justifia l'installation d'un réseau temporaire de six stations sismologiques (décrit au chapitre III.1.4.2). Ce tremblement de terre est suivi dans les 24 h par trois événements proches vus par les réseaux nationaux, puis par une quarantaine de séismes de faibles magnitudes, détectés seulement par le réseau temporaire. Le dernier événement de cet ampleur date de 2002 à Hennebont (Perrot & coll., 2005).

3.2 Un exemple synthétique

Avant d'étudier plus en avant les implications de notre méthode sur des données réelles, nous proposons ici une détermination non-linéaire des paramètres hypocentraux et structuraux avec des données synthétiques générées dans une configuration proche de celle du séisme de Vannes du 21 novembre 2013. Le but étant d'appréhender la capacité du processus

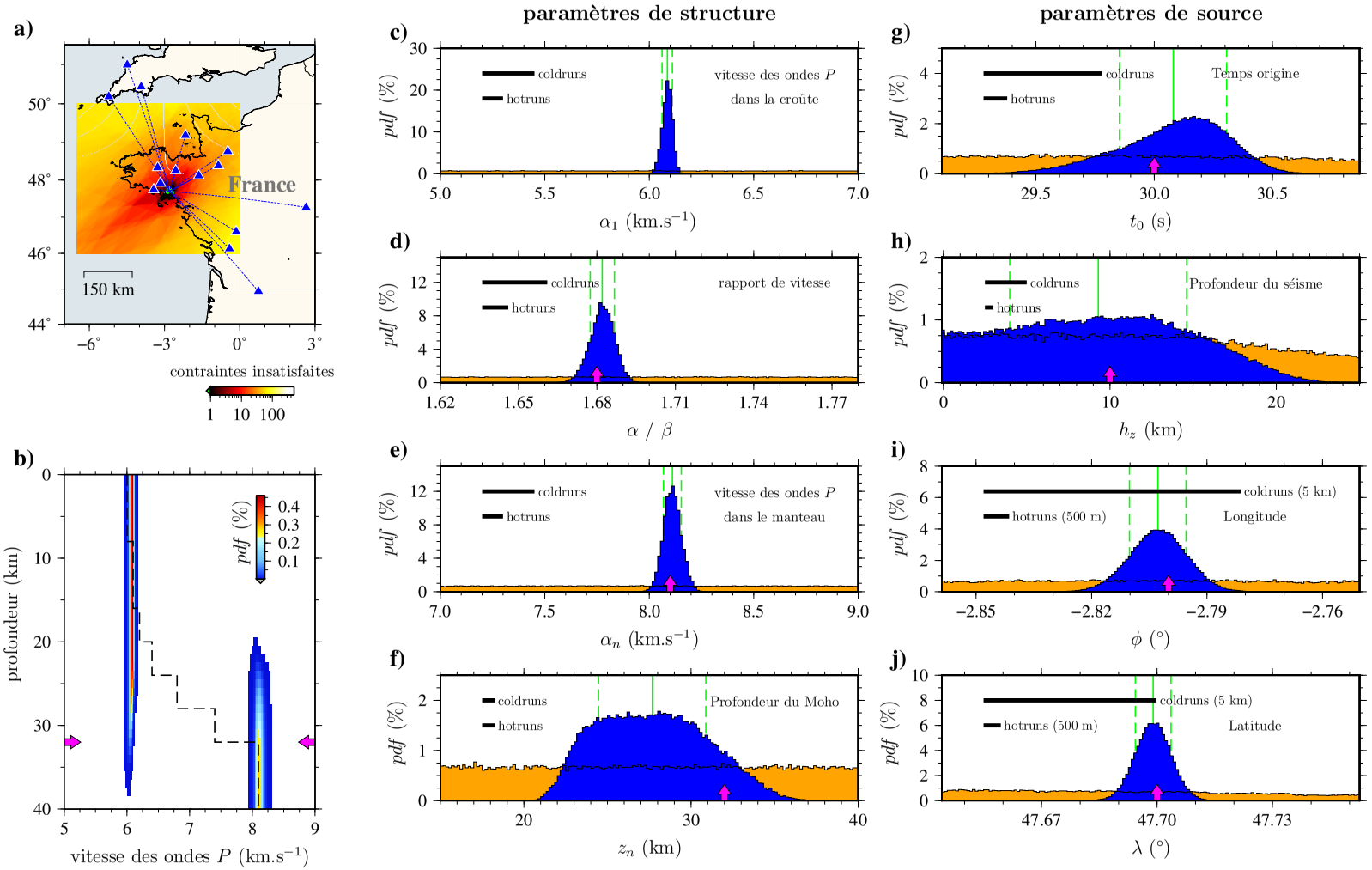


Figure II.3-2 – Résultat d'un test synthétique de détermination non-linéaire des paramètres hypocentraux et structuraux dans la configuration du séisme de Vannes du 21 novembre 2013. **a)** Réseau de 15 stations sismologiques utilisé dans la construction de la donnée synthétique. L'ensemble des configurations épicentrales initiales est défini par LOA (zone verte). **b)** Distributions de probabilité *a posteriori* des vitesses des ondes P (α) en deux couches. Le modèle de Terre ayant généré la donnée synthétique est représenté en ligne tiretée. **c–j)** Distributions de probabilités marginales pour l'ensemble des paramètres. Les distributions *a posteriori* sont en bleu, les distributions *a priori* (ou la distribution des modèle initiaux pour ϕ, λ et t_0) sont en orange. Les flèches magenta pointent les valeurs à retrouver. Les moyennes ($\pm 1\sigma$) des distributions sont indiquées par les lignes vertes. Les longueurs des traits épais correspondent à la largeur des gaussiennes des lois de proposition utilisées pour échantillonner l'espace des modèles en coldruns ou hotruns.

à converger vers la solution recherchée dans un cas réaliste.

Le modèle de Terre utilisé pour générer les temps d'arrivées théoriques est issu des travaux de thèse de Pierre Arroucau (2006, modèle « F », p. 128) sur la région vannetaise. Il est formé de 6 couches crustales avec une profondeur de 32 km pour la discontinuité de Mohorovičić (figure II.3-2b). Ce modèle est intentionnellement mal adapté à notre approche en deux couches. Le jeu de données synthétiques généré dans ce modèle de Terre est composé de 52 temps d'arrivées (15 P_g, 11 P_n, 15 S_g et 11 S_n) sur 15 stations des réseaux permanents (figure II.3-2a). Chaque phase est ensuite aléatoirement bruitée au travers d'une loi normale centrée sur le temps d'arrivée théorique, dont l'écart-type dépend du type d'ondes : 0,05 s pour les *P*, et 0,1 s pour les *S* (ces données synthétiques ont déjà étés utilisées au paragraphe II.1.2.2, voir figure II.1-1).

Sur l'ensemble des fonctions de densité de probabilités *a posteriori* marginales (histogrammes bleus, figure II.3-2c–j), la médiane et le meilleur modèle sont proches de la valeur moyenne. L'épicentre du séisme est ici très bien contraint (±500 m). La profondeur du séisme est bien estimée, mais présente de larges incertitudes (±5 km). Le fait que cette distribution soit asymétrique montre que beaucoup de modèles ont échantillonné une profondeur de séisme assez faible. Le temps initial du séisme est alors légèrement surestimé de $\sim 0,1$ s car ces deux paramètres sont effectivement corrélés ($r = 0.79$ [1]). Bien que la structure à l'origine des données synthétiques soit en 6 couches, un modèle moyen apparent en deux couches est fidèlement retrouvé (figure II.3-2b). La vitesse sismique estimé dans la croûte est semblable à la vitesse réelle pour la profondeur de 10 km correspondant à celle du séisme. La profondeur du Moho est légèrement sous-évaluée de ~ 4 km, afin de compenser les valeurs de vitesses plus fortes dans la croûte inférieure. On remarquera cependant que le saut de vitesse associée au Moho est clairement visible autour de 30 km (figure II.3-2b).

3.3 Des exemples de localisations hypocentrales avec un modèle de Terre mal contraint

La suite de ce chapitre est présentée sous la forme d'un article en cours de soumission (Haugmard & coll., 2016). Cet article, *Local and regional scale joint probabilistic determination*

1. *r* est le coefficient de corrélation linéaire de Bravais-Pearson.

of seismic source location and structure, reprend la méthode exposée précédemment, puis l'exploite pleinement à titre d'exemple sur le séisme de Vannes du 21 novembre 2013 et les séismes subséquents (les hypocentres sont reportés en annexe A : tableaux VI-2, VI-3 et VI-4). Une attention particulière est portée sur les covariances entre les paramètres de structure et les paramètres hypocentraux.

The most widely used inversion schemes to locate earthquakes are based on iterative linearized least-squares algorithms and using an *a priori* knowledge of the propagation medium. When a small amount of observations is available for moderate events for instance, these methods may lead to large trade-offs between outputs and both the velocity model and the initial set of hypocentral parameters. We develop a joint structure-source determination approach using Bayesian inferences. Monte-Carlo continuous samplings, using Markov chains, generate models within a broad range of parameters, distributed according to the unknown posterior distributions. The non-linear exploration of both the seismic structure (velocity and thickness) and the source parameters relies on a fast forward problem using 1-D travel time computations. The *a posteriori* covariances between parameters (hypocentre depth, origin time and seismic structure among others) are computed and explicitly documented. This method manages to get rid of the surrounding seismic network geometry (sparse and/or azimuthally inhomogeneous) and a too constrained velocity structure by inferring realistic distributions on hypocentral parameters. Our algorithm is successfully used to accurately locate events of the Armorican Massif (western France), which is characterized by moderate and apparently diffuse local seismicity.

3.3.1 From deterministic to probabilistic methods

The retrieval of earthquake locations usually relies on the minimization of the difference between observed and predicted arrival times for a given seismic model. Since the advent of computing facilities in the 1970's, the mostly used algorithms to solve this non-linear problem, *e.g.*, Hypo-71 (Lee & Lahr, 1975), HypoEllipse (Lahr, 1980) or more recently HypoInverse (Klein, 2002) and HypRef (Fréchet & coll., 2011), are based on an iterative linearized least-squares technique initiated by Geiger (1912). These methods differ by the weighting procedures of the data (according to, *e.g.*, their quality, the epicentral distance or the back azimuth), the assessment of the uncertainties and the way to take into account station elevations, secondary arrivals, source, path and station corrections or outliers. An alternative to the standard methods, makes use of a simplex stepping procedure, which appears to be less sensitive to the initial guess of hypocentral parameters (*e.g.*, Rabinowitz, 2000).

All previously mentioned algorithms are deterministic. They look for a unique solution to a problem with a variety of possible solutions, *e.g.*, the well-known trade-off between source depth and origin time. The non-uniqueness of the solution becomes even more crucial when the seismic velocity structure is unknown or poorly known, so that the inverted hypocentral values strongly depend on the initial guess of seismic model. The inaccuracy of the seismic model may be accounted for, to some extent, by a simultaneous determination of several earthquakes, referred to as Joint Hypocenter Determination (JHD; *e.g.*, Douglas, 1967), which allows for static station corrections based on travel time residuals. Simultaneously search for hypocenters and best one-dimensional (1-D) velocity models can also be implemented (as the Velest algorithm developed by Kissling & coll., 1994). A set of earthquakes can also be located relative to one master event (*e.g.*, Deichmann & Garcia-Fernandez, 1992) or relative to each other by the double-difference (DD) method (HypoDD, Waldhauser & Ellsworth, 2000). The master event technique assumes either that an event is accurately located or that one only seeks for relative locations within a restricted volume. The double-difference method requires dense networks in areas within and surrounding continuous zones of clustered seismicity. Another deterministic methods is the Grid search (*e.g.*, Rodi, 2006), but the discrete search cannot guarantee that a global minimum for the misfit function will be found.

Sambridge & Kennett (1986) and Billings (1994) were among the first to exploit the potential

of probabilistic methods for earthquake location. In the same way, Ga-MHypo (Kim & coll., 2006) encompasses the Hypo-71 algorithm in a genetic algorithm, which searches for a global solution of the 1-D velocity structure. Myers & coll. (2007), with BAYHLoc, use a Bayesian hierarchical method for multiple-event seismic location. The velocity structure is then fixed despite the use of path-specific travel time prediction errors.

In this study, we introduce a joint structure-source determination using Bayesian inferences and arrival time data for one or several earthquakes. The method (described in section 3.3.2) is particularly useful for regions in which the velocity structure is poorly constrained, the local seismicity is moderate and apparently diffuse, and the network is sparse with inhomogeneous azimuthal coverage. The algorithm is based on Markov chain Monte-Carlo (McMC) exploration scheme of the parameter space. It is tested with synthetic dataset in section 3.3.2.d and its efficiency is illustrated with real data events in section 3.3.3.

3.3.2 Joint structure-source probabilistic determination

The main guidelines of our non-linear exploration are i) to assess the validity range for a given set of source parameters while minimizing the biases induced by uncertainties on velocity structure, and ii) to document these biases through statistical covariances between structure and source parameters. It is designed to jointly determine both earthquake source parameters (location and origin time) and crustal medium properties within a restricted domain of epicentral distances (up to 500 km). This approach can be used for a single event but can also invert simultaneously a set of earthquakes occurring in a given region. Thus it can find usefulness for aftershock sequences or induced seismicity as well as for local and regional seismicity studies.

3.3.2.a Model parameterization and forward problem

Considering the restricted validity domain in terms of epicentral distances, the dataset is composed of direct crustal (P_g, S_g), and Moho refracted (P_n, S_n) compressional and shear wave onset times. The data vector is hereafter referred to as $\mathbf{d}^{obs}$.

For such a dataset, we assume that only a few but mostly relevant 1-D parameters can efficiently describe the heterogeneous region surrounding the event(s). The underlying strategy is not to retrieve the « actual » velocity structure, but to assess the minimum set

of effective structure parameters, shared by the available data, that consistently describes the propagation medium required for hypocentral determination. Doing so, the assessment of source parameters is not affected by too restricted priors on the seismic structure model. In the following we detail the method and present some synthetic and real data inversion results based on a restricted set of 4 structure parameters, which are the P-wave velocities for the mantle and the overlaying crust (α_n and α_1, respectively), the Moho depth (z_n), and the α/β ratio, where β is the shear wave velocity. If needed, and based on geological studies, one may eventually increase the medium complexity by adding one or more crustal layers ($\alpha_2, z_2, \ldots$) or by introducing anisotropic parameters for instance.

The forward problem for body wave travel time computations can be classically summarized as $\mathbf{d}^{\text{obs}} = g(\mathbf{p})$, where the data $\mathbf{d}^{\text{obs}}$ are the onset times as described above. The model vector $\mathbf{p}$ is composed by both structure and source parameters. The most classical and widely used inverse methods impose the structure parameter values in g, and only infer the source parameters (*e.g.*, Lee & Lahr, 1975). Here, the functional g relies on the classical ray theory in a 1-D laterally homogeneous isotropic crust model overlying a semi-infinite half-space mantle, and depends on all parameters. This straightforward method for travel time computations is motivated by the minimisation of the computational cost, which is the key for an efficient stochastic exploration of the parameter space.

Each earthquake denoted hereafter by the superscript x is described by 4 source parameters, which are its latitude (λ^x), longitude (ϕ^x), depth (h_z^x), and origin time (t_0^x). Since the velocity structure can be shared by a set of N events, this leads to a $4(N+1)$ length for the $\mathbf{p}$ vector.

3.3.2.b McMC exploration through Bayesian rules

Monte-Carlo methods allow for an optimized exploration of the parameter space through a stochastic process. Considering the forward problem presented in the previous section, the inverse problem solutions can be described by the posterior density distribution $P(\mathbf{p}|\mathbf{d}^{\text{obs}})$ of the probability that the parameters are in a configuration $\mathbf{p}$ given that the data are in a configuration $\mathbf{d}^{\text{obs}}$. The parameter space is sampled according to $P(\mathbf{p}|\mathbf{d}^{\text{obs}})$ and Bayes' theorem (Bayes & Price, 1763) links the prior and the posterior distributions,

$$P(\mathbf{p}|\mathbf{d}^{\text{obs}}) = \frac{P(\mathbf{d}^{\text{obs}}|\mathbf{p})P(\mathbf{p})}{\sum_{\mathbf{p}\in\mathcal{M}} P(\mathbf{d}^{\text{obs}}|\mathbf{p})P(\mathbf{p})}, \tag{II.3-1}$$

where $\mathcal{M}$ refers to all the configurations in the parameter space. The set of rules named priors $P(\mathbf{p})$ defines the prior distribution, that is, the set of possible models that reduce the configuration space and represents our state of knowledge. Bayes' formula provides an estimate of the marginal probability $P(p_i = y|\mathbf{d}^{obs})$, which is obtained by summing all the probabilities of the $\mathbf{p}$ configurations where the ith parameter takes the value y,

$$P(p_i = y|\mathbf{d}^{obs}) = \frac{\sum_{\mathbf{p}\in\mathcal{M}_y^i} P(\mathbf{d}^{obs}|\mathbf{p})P(\mathbf{p})}{\sum_{\mathbf{p}\in\mathcal{M}^i} P(\mathbf{d}^{obs}|\mathbf{p})P(\mathbf{p})}, \tag{II.3-2}$$

and $\mathcal{M}_y^i$ represents all the configurations whose ith component of $\mathbf{p}$ is equal to y. However the evaluation of the posterior probability is practically impossible to calculate because the sum in the denominator runs over the huge number of configurations. If we call $|\mathcal{M}^i|$ the number of values that the ith parameter can take, the amount of configurations is equal to $\prod_{i=1}^{4(N+1)} |\mathcal{M}^i|$. To effectively explore the parameter space and then to determine the posterior probability density distribution $P(\mathbf{p}|\mathbf{d}^{obs})$, we use a method derived from the Metropolis-Hastings algorithm (Metropolis & coll., 1953 ; Hastings, 1970), which generates samples according to the unknown posterior distribution.

The probability distribution $P(\mathbf{p}|\mathbf{d}^{obs})$ is proportional to the likelihood functional $L(\mathbf{d}^{obs}|\mathbf{p})$, which describes the probability of experiencing the observed data $\mathbf{d}^{obs}$, given a particular model. The likelihood is a function of the misfit $S(\mathbf{p}, \mathbf{d}^{obs})$ between observed and computed data, such that

$$P(\mathbf{p}|\mathbf{d}^{obs}) \propto L(\mathbf{d}^{obs}|\mathbf{p}) \propto \exp\left(-\frac{S(\mathbf{p}, \mathbf{d}^{obs})}{2}\right). \tag{II.3-3}$$

In the most general case, we assume independent and normally distributed data errors. The misfit is evaluated with an L_2 norm, and for m onset times,

$$S(\mathbf{p}_k, \mathbf{d}^{obs}) = \frac{1}{m}\sum_{j=1}^{m} w_j \left(\frac{|{d_j}^{obs} - g(\mathbf{p}_k)|}{\sigma_j}\right)^2. \tag{II.3-4}$$

Considering a given set of parameters referred to as the kth model configuration, the misfit measures the distance between the observed and synthetic travel times, for each body wave phase. A weighting factor w_j can be applied to affect each individual misfit. Among many

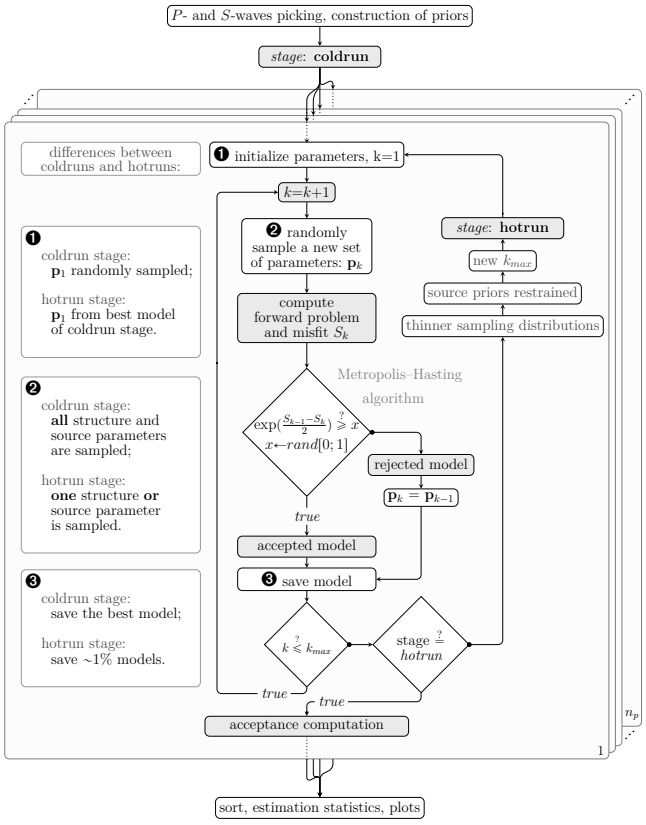


Figure II.3-3 – Algorithm for the joint structure-source probabilistic determination. For both coldrun and hotrun stages, the ergodicity of the Markov chain Monte-Carlo exploration is ensured by n_p processors (seeds) working in parallel. During the coldruns, all the parameter priors (source and structure) are simultaneously sampled at each iteration using wide Gaussian distributions centered on the previous iteration. The widths of these distributions (σ_S) are reduced during hotrun explorations (see section 3.3.2 and Table II.3-1 for details).

criteria, it may depend on the data quality (*e.g.*, impulsive behaviour of each waveform in the seismograms) and on the epicentral distance, thus giving more importance to the closest stations. In the following examples, we choose to apply a classical weighting [0 – 1] only based on epicentral distance (*e.g.*, Klein, 2002). To take avantage of the potential of a Bayesian framework, we define a standard deviation σ_j associated to the jth observation. In practice, each arrival time is picked twice and the two values define a realistic range for the onset times.

After an initial step of exploration, each new model is chosen to be in a specific neighbourhood of the previous model, then each new step depends only on the previous one, which defines a Markov chain (Fig. II.3-3). This random walk across the parameter space implies that after a given amount of iterations the initial model has no influence on the new generated model. Moreover the Metropolis-Hastings algorithm prevents the chain to be trapped into local minima. To be more precise, let us consider the kth iteration of a Markov chain. If we

Table II.3-1 – Exploration ranges and width (σ_S) of the sampling Gaussian distributions that are used for structure and source parameters in both synthetic experiments and exploration with real data.

parameter	crustal P-wave velocity α_1 (km/s)	mantle P-wave velocity α_n (km/s)	P/S velocity ratio α/β	Moho depth z_n (km)	epicentral location longitude ϕ^x (°)	epicentral location latitude λ^x (°)	event depth h_z^x (km)	origin time t_o^x (s)
range	[5 – 7]	[7 – 9]	[1.62 – 1.78]	[15 – 40]	-	-	[0 – z_n]	-
σ_S coldruns	0.25		0.025	0.75	5 (km)		2.5	0.5
σ_S hotruns	0.1		0.01	0.75	0.5 (km)		0.5	0.1

assume that the proposal density $f(\mathbf{p}_k|\mathbf{p}_{k-1})$ centered at $\mathbf{p}_{k-1}$ is gaussian, a random sampling of f provides a new candidate $\mathbf{p}_k$. Note that if $\mathbf{p}_k$ is out of the prior bounds, the random walk reflects on the edge to respect the equiprobability of the proposal distribution. The probability that the new model is accepted is

$$\pi = \min\left(1, \frac{L(\mathbf{d}^{obs}|\mathbf{p}_k)}{L(\mathbf{d}^{obs}|\mathbf{p}_{k-1})}\right) = \min\left(1, \exp\left[\frac{S_{k-1} - S_k}{2}\right]\right). \quad \text{(II.3-5)}$$

The acceptance algorithm can be seen as if $S_k \leq S_{k-1}$, the new model $\mathbf{p}_k$ is accepted. If $S_k > S_{k-1}$, although the misfit is increased, $\mathbf{p}_k$ is not automatically rejected. The new model is accepted if and only if the ratio $L(\mathbf{p}_k|\mathbf{d}^{obs})/L(\mathbf{p}_{k-1}|\mathbf{d}^{obs})$ is larger than a random number taken from a uniform distribution between 0 and 1. Otherwise, $\mathbf{p}_k$ is replaced by the previous configuration $\mathbf{p}_{k-1}$ a new next candidate is generated using the unchanged proposal density f. This feature is of first importance when dealing with non-linear forward problem.
Theoretically the chain should run over an infinite amount of iterations to define the posterior distribution $P(\mathbf{p}|\mathbf{d}^{obs})$, which asymptotically reaches a unique stationary posterior distribution. To perform a comprehensive and efficient sampling of the parameter space within a reasonable computation time, the parallel predisposition of the algorithm (Rosenthal, 2000) allows us to split the inverse procedure into two steps. For both stages the acceptance/rejection criteria described above are the same.

The first step (also known as *burn-in* period or coldruns, see Fig. II.3-3) consists in a broad exploration of the parameter space. For each Markov chain running in parallel, initial values for both structure and source parameters are drawn randomly within the *a priori* distributions (see section 3.3.2.c). At each iteration all $\mathbf{p}$ vector components are modified by a random sampling within large Gaussian distributions centered on the respective previous values (Table II.3-1). The width σ_S of the sampling Gaussian distributions influence the acceptance rate but does not change the posterior distribution. All values

of latitude, longitude, origin time and depth (for all chains) are used to construct an improved hypocentral prior for the next stage. During this first step no acceptance statistics are performed.

One of the major issues when using McMC exploration is to determine which iteration rank has to be reached to ensure statistical convergence of the procedure. Practically it can be disabling to stop iterations at any time. For each Markov chain, in order not to be sensitive to the first-step last iteration, the second step (also known as *stationary period* or hotruns, see Fig. II.3-3) starts with the parameter configuration that achieves the best misfit. The hypocentral priors are then restrained according to the first step statistics. The parameter space sampling is realized using thinner Gaussian distributions (Table II.3-1) to increase the convergence rate, and the parameter to be modified is randomly chosen among all **p** components. Thus there are about as many chances to sample one of the structure parameters as one of the hypocentral parameters for one earthquake. The so-called *stationary period* is rapidly reached and the construction of the sample ensemble is realized by storing ~1% (or less with several events) of the models in the posterior distribution to minimize parameter autocorrelations within a chain. The acceptance rate is about 20 – 40%, which corresponds to an optimal jumping rule for multidimensional problems (defined by a value close to 23%, Gelman & coll., 2013).

3.3.2.c Prior and starting models

Although the Bayesian formulation accounts for *a priori* knowledge, the Metropolis-Hastings algorithm does not depend on the starting model. We detail in this section our choices for priors and starting models, which depend on the class of parameters (structure or source). The strategy followed in this paper is to impose the smallest *a priori* knowledge as possible. Table II.3-1 summarizes parameter ranges, which are selected for both synthetic and real data inversions. Based on geological setting, one can possibly modify these values. They are large and enable a great variety of possible models, starting models are drawn within these ranges.

To ensure a scale invariant parameterization (Tarantola, 2005), a logarithmic expression for α is used to convert velocity values into linear parameters. One may note that the velocity priors, as defined in Table II.3-1, imply *ipso facto* that body wave mantle velocities are always

larger than crustal ones. Chatelain (1978) diagrams (derived from Wadati, 1933) yield an accurate estimate of velocity ratio without any knowledge of source parameters, and permit to reduce the prior on $\frac{\alpha}{\beta}$. Moreover these diagrams allow to estimate whether the picked times are supporting our choice of a 1-D model for the considered epicentral distances.
Starting models on epicenters are drawn from a zone defined by Arrival Order Location or AOL (Anderson, 1981 ; Sambridge & Kennett, 1986). Each pair of onset times constrains the epicenter to lie on the side of the perpendicular bisector between its corresponding stations on which the earlier arrival are observed. AOL and Chatelain diagrams do not depend on the *a priori* velocity model. They give accessorily feedback and may help to isolate incompatible picking times. No priors on epicenter parameters and origin time are imposed.
Additional prior information may be proposed for source parameters. In our case, the sources are forced to be located in the crust, which inherently gives output correlations between Moho and source depths. This assumption is motivated by the fact that almost all earthquakes occurring in old continental lithospheres are confined to the crust (Scholz, 1990 ; McKenzie & coll., 2005).

3.3.2.d Synthetic experiments

In order to illustrate and to show how this algorithm work, we present an exploration using a synthetic dataset (Fig. II.3-4). We designed a velocity model, which is intentionally not well-suited for our one-layer-crust approach. It is composed by 6 crustal layers, and the Mohorovičić discontinuity is located at 32 km depth (Fig. II.3-4b). The event to be retrieved is recorded by 6 stations, which gives a dataset of 18 P- and S-wave onset times (6 P_g, 3 P_n, 6 S_g, 3 S_n). The picked times, that are used as dataset in the inverse procedure, are randomly sampled within Gaussian distributions (σ = 0.05 s for P-waves and, σ = 0.1 s for S-waves), centered on these theoretical arrival times. The parameter priors are detailed in Table II.3-1. The prior for epicenter location is determined by AOL (Fig. II.3-4a).
During the two steps (coldruns and hotruns) of the McMC exploration $27.5\,10^6$ models are tested against the data. The *a posteriori* distribution is composed by 142,791 selected models and the acceptance rate is about 32%. The execution time is less than 2 minutes on a 2×16-core processor machine. The posterior marginal distributions greatly differ from the prior distributions and mean, median or best models are very close to the input hypocenter and origin time to be retrieved (Fig. II.3-4g–j). For all parameters, the median and the best model

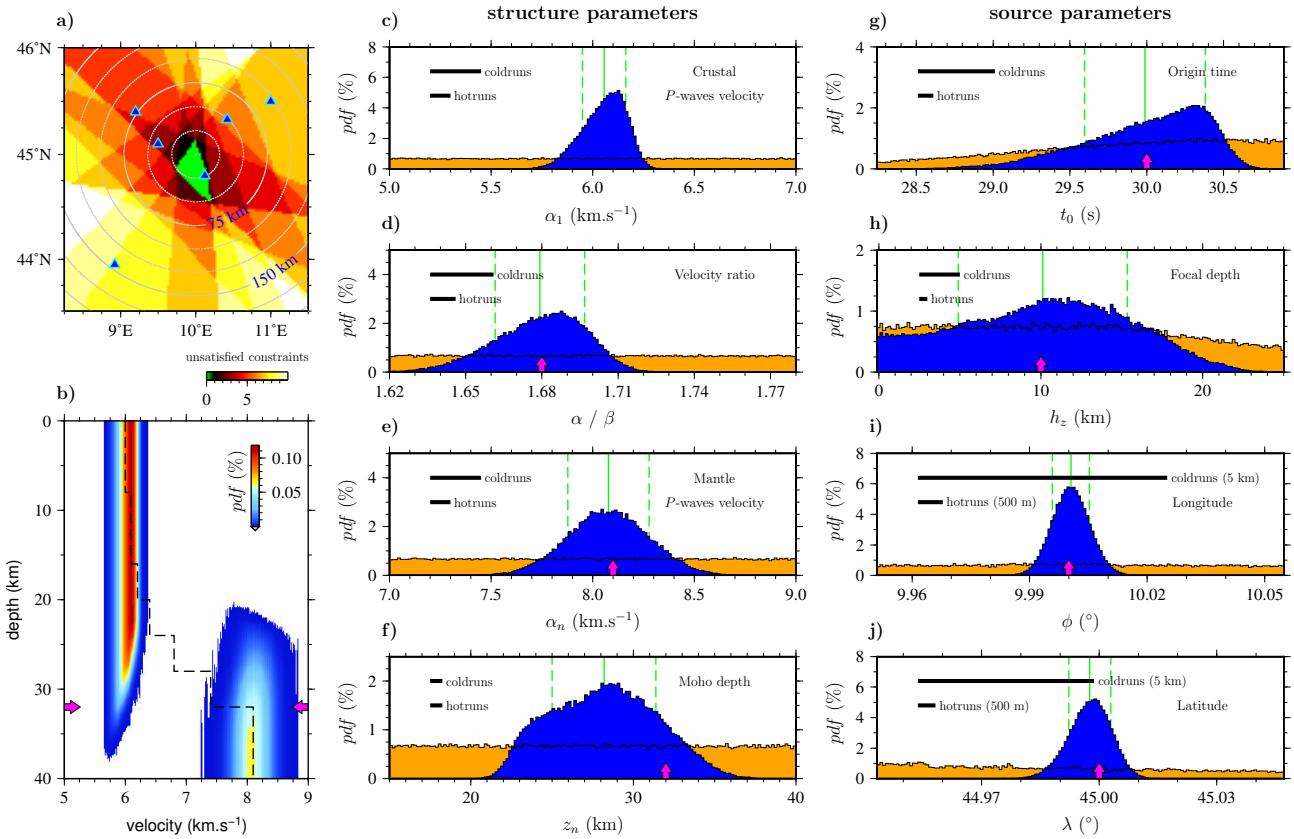


Figure II.3-4 – Synthetic experiment results for structure-source probabilistic determination. **a)** The synthetic dataset is composed by a single event recorded at 6 surrounding stations (6 P_g, 3 P_n, 6 S_g, 3 S_n). The green region defined by Arrival Order Location (Anderson, 1981 ; Sambridge & Kennett, 1986) is used as starting epicenter model. **b)** The 2-layers posterior distribution for P-wave velocities (α) is superimposed on the 7-layer input velocity model to be retrieved (dashed line). **c–f)** Structure parameter and **g–j)** source parameter marginal distributions. For each parameter, the *a posteriori* distribution (in blue) overlays the *a priori* orange distribution. The magenta arrows give the input model values while the solid and dashed green lines represent the posterior mean value and standard deviation, respectively. The thick black lines refer to the width (1σ) of the Gaussian distributions used to sample the parameter space during both coldruns and hotruns.

are sufficiently close to the mean value that they are not plotted. As shown in Fig. II.3-4b and c–f, all structure parameters are well recovered but the Moho depth, for which the mean value (Fig. II.3-4f) is 4 km shallower than the expected value. This is mainly due to larger velocities in the lower crust of the input model. However a velocity jump associated to the Moho is clearly visible between 30 and 34 km in Fig. II.3-4b. The output distribution for P-wave velocity fits the shallower part of the input model and the Moho velocity jump, which makes senses since direct and Moho refracted waves are used in conjunction with a 10 km depth event.

For the sake of a comparison, $1.5\,10^5$ deterministic inversions are performed using

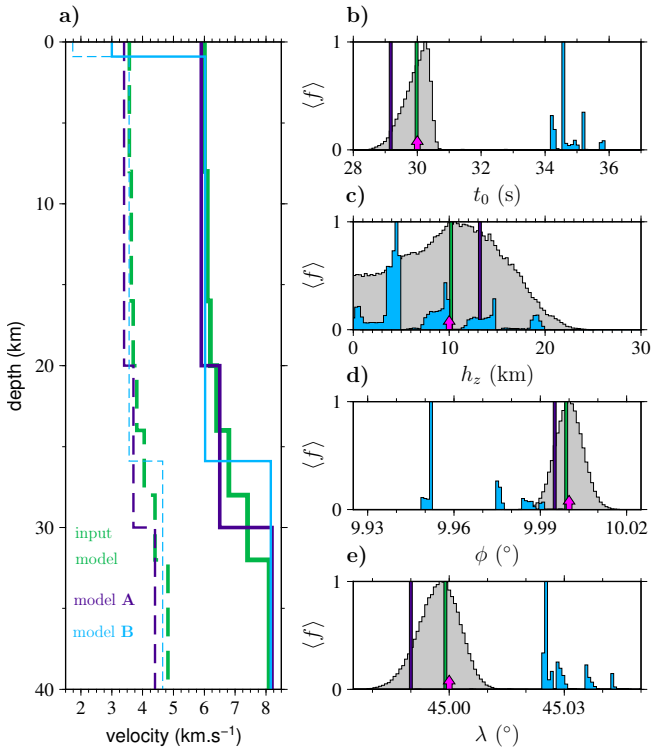


Figure II.3-5 – Effects of the structure parameters through iterative linearized inversions. For each velocity model (input, A and B), $1.5\,10^6$ iterative inversions use a set of source parameters randomly chosen within the same *a priori* distributions as starting model (orange distributions in Fig. II.3-4g–j). **a**) P- and S-wave (solid and dashed lines respectively) velocity models. **b–e**) Normalized marginal distributions of each output source parameter. The magenta arrows point to the source model values to be retrieved. They are used to compute the synthetic dataset with the velocity input model in green (the same as in Fig. II.3-4b). Green, purple and light blue distributions refer to input, A and B models. For the sake of a comparison the distributions obtained from our non-linear algorithm are plotted in gray.

Geiger's (1912) method with different initial conditions. The initial source parameters are randomly sampled from the same *a priori* distribution as previously detailed (Fig. II.3-4g–j). Following standard procedures, the velocity structures are imposed in each synthetic experiment (Fig. II.3-5a):

The first synthetic test checks the procedure consistency and the well known validity of linearized inversions provided that the seismic structure is very well constrained. Since the velocity model is the one used to compute the synthetic dataset, all inversions logically converge to the source parameters to recover, whatever the initial source configuration. Corresponding distributions are plotted in magenta (Fig. II.3-5b–e).

In the second experiment, model A is used as reference velocity model. Based on the reproducibility of the solutions, the source parameters seem to be precisely recovered, but in fact they are systematically biased (purple distributions in Fig. II.3-5b–e). Since

the model A slightly differs from the input velocity model, the errors on inferred source parameters do not depend on the starting source configuration. This test demonstrates that the errors on inferred source parameters do not depend on the starting source configuration, but that slight errors on the structure of the propagation medium result in apparently precise but inaccurate hypocentral solutions.

In the last experiment, model B greatly differs from the input velocity model, due to an additional low-velocity layer below the surface and a shallower Moho discontinuity. As a consequence, the output source parameter distributions are multimodal and widely spread, with a strong dependence on the initial guesses (light blue distributions in Fig. II.3-5b–e). This reflects an ill-posed inverse problem where each solution is strongly impacted by the *a priori* velocity structure.

Our method is designed to overcome the difficulties illustrated by the two latter tests.

3.3.3 Application to real data

In this section, the potential of the method is illustrated by joint structure-single and -multiple source determinations of a moderate event and using a heterogeneous seismological network. We also analyze the trade-offs between the inferred parameters, and describe the behaviour of the algorithm by modifying *a priori* constraints on source parameters and/or on the velocity model.

3.3.3.a Study of the 2013, November 21st event and of its aftershocks

A M_W = 3.5 earthquake occurred on 2013, November 21st, near the city of Vannes, located near the South Armorican Shear Zone (Brittany). The Armorican Massif is an extensive outcrop of the Variscan basement in western France (for a review, see, *e.g.*, Ballèvre & coll., 2009). It is an intraplate deformation domain in a passive continental margin context, with moderate and apparently diffuse seismicity (Cara & coll., 2015). Similar events occur regularly in this region. On 2002, September 30st, a slightly larger M_W=4.3 earthquake happened on the same shear zone, about 50 km west of the event considered in this paper (Perrot & coll., 2005).

The westernmost metropolitan France is one of the European regions, which suffers from a sparse and heterogeneous seismological coverage. The ResiF consortium is currently working

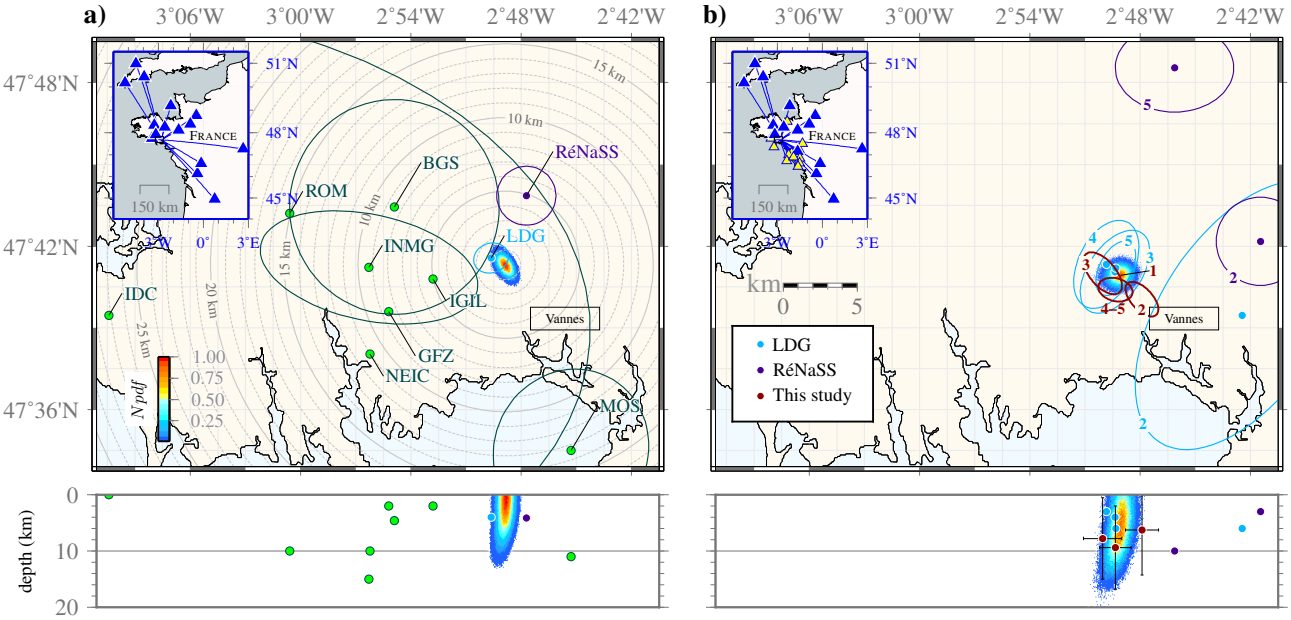


Figure II.3-6 – Locations of the 2013, November 21st M_W = 3.5 event and of its principal aftershocks (including a doublet), which occurred north of the city of Vannes (France). **a)** The posterior distributions of the main event hypocentral parameters, obtained by a joint structure-single source determination, is plotted in terms of normalized probability density function (color scaled pdf). Computations are performed using seismological records provided by BGS, FR and LDG permanent stations (blue triangles in inserted panel). For comparison, the preliminary hypocenter locations issued by national and international institutes and agencies, and distributed by the International Seismological Centre (ISC), are also plotted, with associated 2σ uncertainties when available. The acronyms are explicited in the Acknowledgments. **b)** The posterior distributions of hypocentral parameters for the main event (labeled 1) and its four principal aftershocks (including a doublet, labeled 4-5), obtained by a joint structure-multiple source determination. The locations of the aftershocks issued by the LDG and RéNaSS, are also plotted for comparison. The deployment of temporary stations in the western France (yellow triangles in inserted panel) improved the epicentral location of the main event.

on a densification of the French permanent network with a final goal of a broad-band station every 50 km. The current lack of stations in this region, and the azimuthal gap induced by the presence of the Atlantic Ocean, result in large uncertainties on the event locations (see Fig. II.3-6, for instance) and in a poor knowledge of the crustal seismic velocities. The earthquake used in this study is therefore a good challenge to infer simultaneously source and structure parameters.

Considering the major extent of plutonic rocks outcropping at the surface of the Armorican Massif, we hypothesize a simple model of seismic structure, with only 4 unknowns: the P-wave velocities for the mantle and the overlaying crust (α_n and α_1, respectively), the Moho depth (z_n), and the α/β ratio, where β is the shear wave velocity (see Table II.3-1).

For each structure-source determination, 35 millions of models are tested. With respect to

the two step algorithm (Fig. II.3-3), 20 Markov chains over $5\,10^5$ iterations are used during the *burn-in* period, whereas the posterior distribution probabilities are built by 5 Markov chains over $5\,10^6$ iterations each.

i) Joint structure-single source determination The dataset is composed by hand-picked P_g, S_g, P_n and S_n onset times using seismograms recorded by surrounding permanent networks (BGS, FR and LDG, see acknowledgments for details). The phases are picked on the three component seismograms after a classical processing, including instrument response deconvolution and a 2-pole band-pass Butterworth filter between 2 and 30 Hz. 15 P_g phases, 15 S_g phases, 12 P_n phases, and 4 S_n phases are finally retained. All uncertainties are determined during the same picking process. They finally range between 0.01 and 1.86 s.
The posterior density function is built using $7.2\,10^5$ models sampled through the McMC exploration. The acceptance rate is ~21%.
The median of our posterior probability density function (pdf) for the hypocental location, and the associated 2σ width, are in a good agreement with the LDG solution (Fig. II.3-6a). The latter is the best constrained, among all previously proposed solutions, with a 2σ uncertainty of 1 km. This result is obtained thanks to the proximity of two stations, about 50 km west of the event.

ii) Joint structure-multiple source determination A few earthquakes occurred around the 2013, November 21st event location within the next 24 hours. Only two were detected by the RéNaSS while the LDG recorded four distinct events. Their locations are displayed in Fig. II.3-6b. It appears that two aftershocks give very similar waveforms systematically time-shifted for all stations. Signal autocorrelations give a delay of 2.67±0.02 s (2σ), which leads us to considered these two earthquakes as a doublet. Thus, only the first of the two events is taken into account in the structure-multiple source determination.
The whole dataset (main event and three aftershocks) is composed of 61 P_g phases, 59 S_g phases, 34 P_n phases, and 4 S_n phases (Fig. II.3-7a). This experiment benefits from the records of 12 additional temporary stations, which have been discarded in the previous section for the sake of comparison.
The posterior density function is built using $1.8\,10^5$ models sampled through the McMC exploration. The acceptance rate is ~32%. The solutions are displayed and compared with previous locations in Fig. II.3-6b. This exploration is in good agreement with the previous

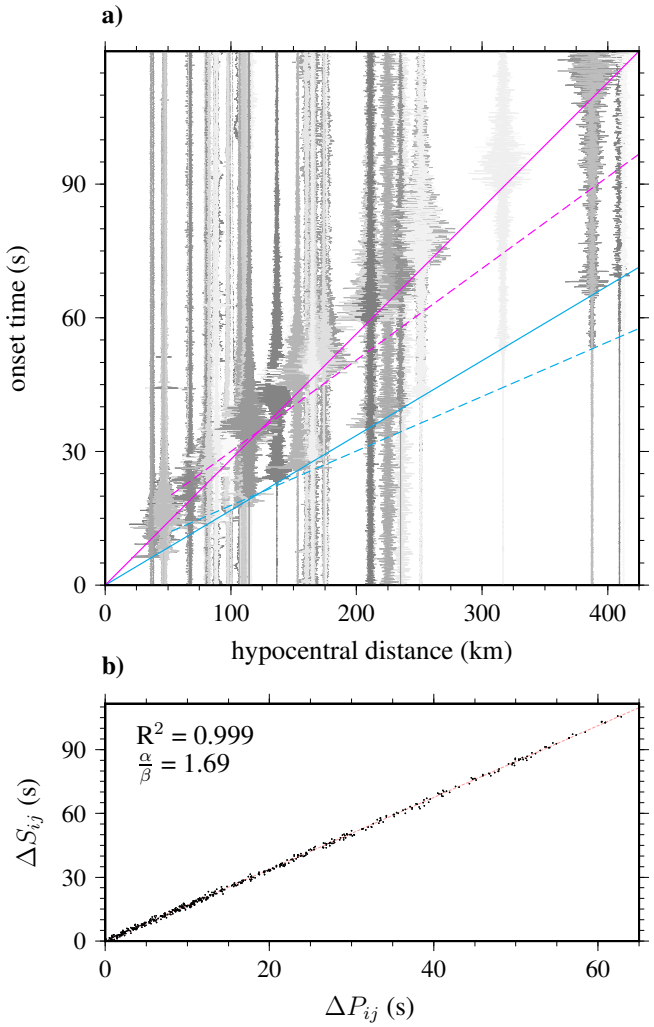


Figure II.3-7 – The M_W = 3.5 event of 2013, November 21st, and following aftershocks. **a**) Seismograms ordered by increasing hypocentral distances. Cyan and magenta lines represent theoretical P- and S-wave arrival times, respectively. Solid and dashed lines refer to direct (P_g, S_g) and refracted (P_n, S_n) phases, respectively. **b**) For each event and for both direct and refracted phases, the differences of picking times for S-waves are plotted as a function of P-wave arrival times for all available station pairs. The alignment enhances data consistency among all stations, a misalignment being diagnostic of clock drift or phase mismatch (Chatelain, 1978).

one in terms of seismic velocity structure and main event location. The new epicenter is slightly shifted westward (750 m), which increases the agreement with the LDG solution, and a more circular shape of the incertitudes is provided. The larger number of available stations improves the determination of the main event depth, providing a value of ~6 km (this value is confirmed by *p*P and *s*P inversion from FINES network, Finland; B. Hernandez, personal communication).

Considering the output uncertainties, all aftershock epicentral locations are confined within 2 km around the main event (Fig. II.3-6b). This consistency is also observed for the depths,

II

Table II.3-2 – The velocity models used by LDG and RéNASS, and determined in this study (with the 2013, November 21st event and the following aftershocks). The roof depth of layer i is denoted by z_i.

Structure parameters		LDG	RéNASS*	This study
Crust	α_1 (km/s)	3.00	5.90	5.96 ±0.03
	α_1/β_1	1.73	1.74	1.68 ±0.02
	z_2 (km)	0.9	20	
	α_2 (km/s)	6.03	6.50	
	α_2/β_2	1.69	1.76	
Upper mantle	z_n (km)	25	30	27.8 ±4
	α_n (km/s)	8.16	8.20	8.17 ±0.16
	α_n/β_n	1.75	1.86	1.68 ±0.02

The agency acronymous LDG and RéNASS are explicited in the Acknowledgments.
*Simplified Haslach model (adapted from Rothé & Peterschmitt, 1950)

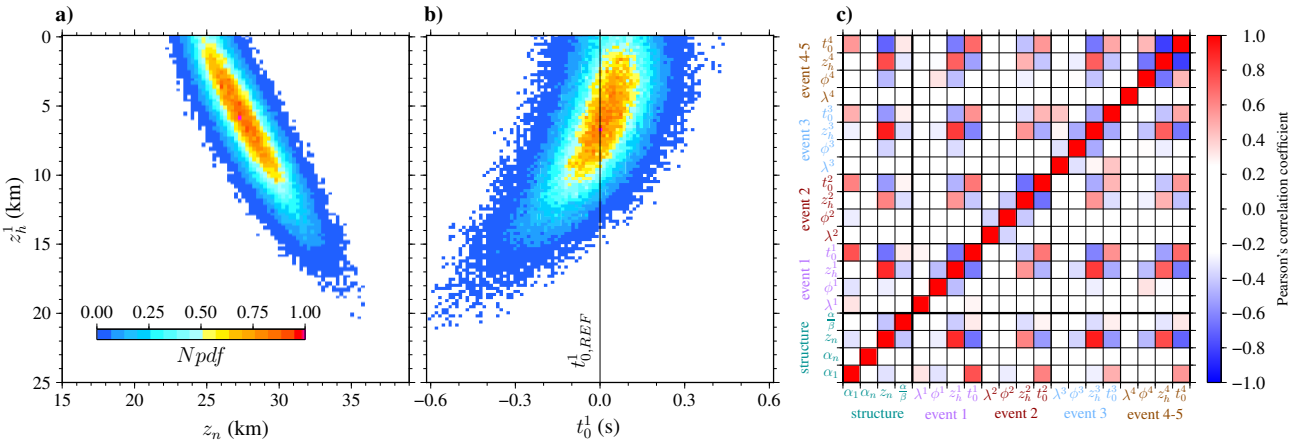


Figure II.3-8 – Posterior covariances between structure and/or source parameters for the structure-multiple source determination displayed in Fig. II.3-6b. The trade-off between Moho depth (z_n) and the source depth (z_h^1) of the main event is displayed in panel **a**). The covariance between the relative origin time ($t_{0,\mathrm{REF}}^1$=2013, Nov. 21st, 09h53:06.19) and the depth of this event is illustrated in panel **b**). The global covariance matrix displayed in panel **c**) is constructed by computing Pearson's correlation coefficient on the posterior distributions for all parameter pairs.

since all event values are lying in the range [5 – 8 km]. The inferred velocity structure parameters are summarized in Table II.3-2. The P-wave velocity and the α/β are in fairly good agreement with previous study (Perrot & coll., 2005). The posterior value of 1.68 for α/β is also consistent with the slope observed in the Chatelain diagram (Fig. II.3-7b).

The posterior covariances, displayed in Fig. II.3-8, illustrate the trade-off between structure and/or source parameters. This mainly concerns the source depth with respect to the Moho depth and the origin time, as it is displayed for the main event in Fig. II.3-8a,b The maximum probability is obtained for z_n=27 km, which is in excellent agreement with the re-

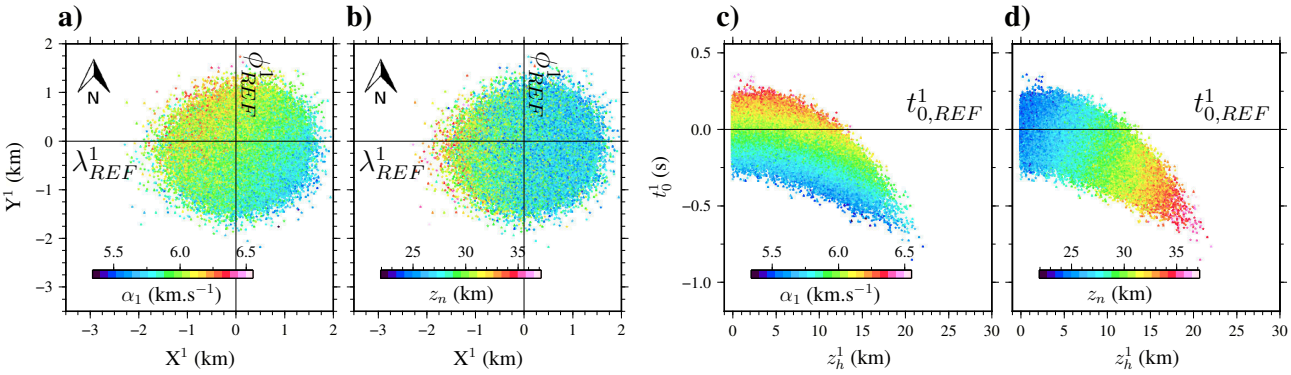


Figure II.3-9 – Detailed analysis of the covariance between the source parameters of the main event, as a function of structure parameters, for the joint structure-multiple source determination (see Fig. II.3-6b). The relative epicentral location of the first event (λ^1_{REF}=47.683°N; ϕ^1_{REF}=2.821°W) is investigated as a function of P-wave velocity in the crust (α_1) **a**) and Moho depth (z_n) **b**). In panels **c**) and **d**), the hypocenter depth (z^1_h) and relative origin time ($t^1_{0,REF}$=2013, Nov. 21st, 09h53:06.19) of the first event are plotted against the same structure parameters. The reference values are defined by the medians of the posterior probability distributions.

sult of the structure-single source determination, and for h^1_z=6 km. In addition, the relatively small amount of available refracted phases tends to increase a positive covariance between source and Moho depths. Concerning the stretched feature of the distribution in Fig. II.3-8a, since the Moho depth value has to satisfy the whole dataset, the 2σ range is logically wider for one event depth pdf than for the Moho depth. Fig. II.3-8b illustrates the well-known covariance between the event depth and origin time, here with a small 2σ uncertainty for t^1_0 (≤0.1 s).

The global covariance matrix displayed in Fig. II.3-8c is constructed by computing Pearson's correlation coefficient, for all parameter pairs, using the posterior distributions. The previously described correlations between events and Moho depths, and anticorrelations between event depth and origin time are visible for all events, the least covariance between parameters being obtained for event 2. The global covariance matrix also evidences the covariance between the crustal seismic velocity and the origin time of all events.

When considering the trade-off between the source parameters of different earthquakes, a covariance is visible between the different source depth and origin time determinations, but the latitude and longitude epicentral coordinates are mutually uncorrelated. Their determination is thus not affected by the variations of the other parameters. One can possibly find repeatable covariances between events, they are all due to individual structure/source trade-off. Hence, no causal relationship has to be advanced for such patterns.

One asset of our joint structure-source McMC determination algorithm resides in its ability to better describe, on a statistical basis, the projections of the structure parameter variations on the source parameter spaces. This is illustrated in Fig. II.3-9, where the variations of the epicentral parameters λ^1, ϕ^1, and t_o^1, and source depth z_h^1 of the main event, are plotted as a function of the values taken by the crustal P-wave velocity (Fig. II.3-9a,c), and the Moho depth (Fig. II.3-9b,d). Fig. II.3-9a,b show that the epicentral parameters X^1 and Y^1, are equally affected (up to an offset of ~2 km) by the variations in crustal velocity or Moho depth. In this case, the underlying structure, seen through the recording network, induces a northwest (southeast) shift of the epicenter location for increasing (decreasing) values of the P-wave velocity within the crust. Thicker (thinner) crusts are associated with a westward (eastward) shift of the inferred epicenter.

The influence of α_1 and z_n on the well-known event depth versus origin time covariance is plotted in Fig. II.3-9c,d. The parabolic behaviour of the covariances between origin time and source depth is explained by the ray geometry of direct phases (P_g and S_g), with the crustal slownesses ($1/\alpha_1$ and $1/\beta_1$) as scaling parameters. For a given source depth, an increase of α_1 implies a positive origin time delay (Fig. II.3-9c). The influence of Moho depth variations on the correlation between t_o and z_h, is theoretically defined by ray geometry of P_n and S_n phases, a deeper Moho depth being associated with deeper and earlier sources. For a given z_n value, a positive and nearly linear correlation is observed between z_h and t_o, as it is expected from ray theory (Fig. II.3-9d). To a first order of approximation, these conclusions should be valid whatever the azimuthal distribution of the stations around the epicenter.

3.3.3.b Behaviour of the algorithm using *a priori* constrains

The behaviour of the algorithm with respect to *a priori* constraints is investigated on a local scale, using a dataset collected during a post-seismic survey of the 2013, November 21st event. The temporary network deployed in the main shock area from November 22 to December 17, consists of 5 short-period and one broad-band stations. The stations, connected to GPS antenna for time control, were operated in continuous mode with a sampling frequency of 100 Hz. These data are complemented with seismograms recorded at the permanent LDG station QUIF, and by the station B256 of the temporary short-period array CG85. The final dataset contains three-component signals recorded in the distance range [7-63 km] around the November 21st epicenter, with a good azimuthal coverage (Fig. II.3-10). Only direct waves

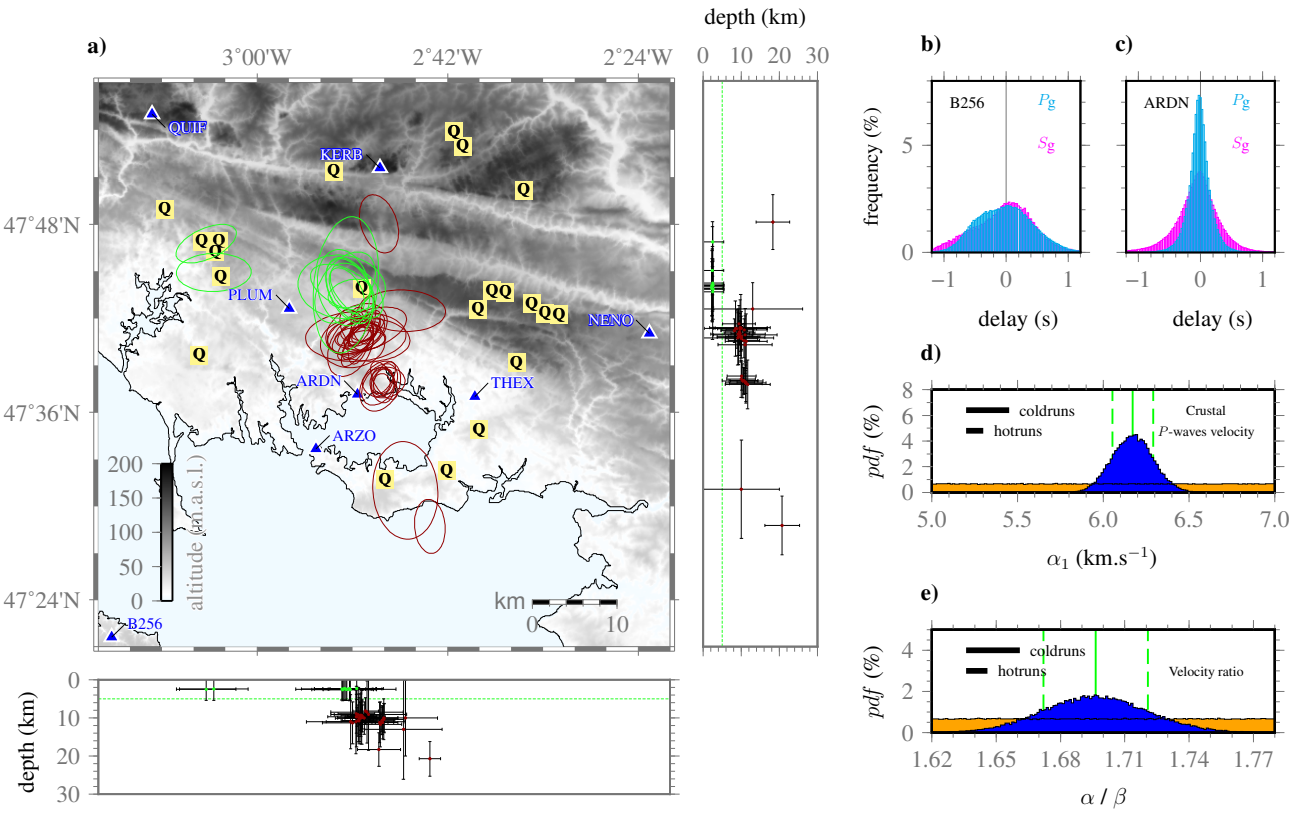


Figure II.3-10 – Effect of *a priori* knowledge on event depth. **a)** Joint structure-multiple source determination of 48 events (36 earthquakes in red and 12 quarry blasts in green), recorded at 8 stations (blue triangles). For each event, longitude, latitude and depth are plotted using the mean and the standard deviation (2σ) of marginal distributions. The effect of *a priori* knowledge on the event depths is studied by imposing identical structure and source priors for all events, except for the 12 known quarry blasts, for which the allowed depth is restricted to the range [0 – 5 km] (green dashed line) with an equiprobability distribution. The letters 'Q' indicate quarry locations. Altitude indicated is in metre above sea level (masl). Panels **b)** and **c)** Time residuals for all datasets recorded at stations B256 and ARDN, respectively. Panels **d)** and **e)** Marginal probability distributions for the crustal P-wave velocity, and for the velocity ratio, respectively. Same labels and annotations as in Fig. II.3-4.

can be read from theses distances, then the structure is composed of two parameters: α_1 and α/β.

The seismic records are deconvolued from the instrumental response and converted into accelerograms to enhance the high frequency content of the small magnitude earthquakes. A standard Short-Term-Average/Long-Term-Average (STA/LTA) procedure (Allen, 1978) is applied to the whole dataset using the recursive approach developed by Withers & coll. (1998). It evidences the occurrence of 48 events within the network area, 12 of them being identified as known quarry blasts distributed between three distinct quarries (Fig. II.3-10 and II.3-11). We take advantage of these known sources in the following tests. The final dataset is composed of 331 P_g and 256 S_g, and no weighting is applied (see eq. II.3-4).

i) Priors on event depth or event classification The effect of *a priori* knowledge on the event depths is studied in the joint structure-multiple events case, by imposing commonly shared structure and source priors for all events, except for the 12 known quarry blasts, for which the allowed depth is restricted to the range [0 – 5 km] (green dashed lines in Fig. II.3-10a) with a uniform distribution of prior probabilities. A total of $58.5\ 10^6$ models is tested, 21 (5) Markov chains and 10^6 ($7.5\ 10^6$) iterations being implemented in the respective cold-(hot)run processes. At the end of the McMC procedure, $4.4\ 10^4$ models remain selected for an acceptance of 21%. In this configuration, the whole procedure requires less than 2 hours on a 2 × 16-core processor machine to explore the 194 dimensions of the parameter space. In the absence of clear impulsive S_g phases constraining the source depth of the quarry blasts (which should logically be 0 km), the algorithm naturally provides solutions at the midst of the allowed depth range, with an uncertainty of 2.5 km.

This test demonstrates that the algorithm correctly handles a null information, without introducing artificial biases in the solutions. The stability of the method is also evidenced by the symmetric distributions of travel time residuals (Fig. II.3-10b,c). On this particular local scale, the crustal P-wave velocity is slightly higher than the previously determined regional value, *i.e.*, $\alpha_1 = 6.17 \pm 0.12$ km/s (Fig. II.3-10d). The posterior distribution of the α/β ratio is centered on the value of 1.696, close to the previous determination on a regional scale. Note that the median values of the travel time residual distributions can be used as static station corrections, if needed.

ii) Priors on structure parameters In this final test, we impose the seismic structure obtained in the previous experiment to the 48 events, and only look for the source parameters of each event separately. Whatever the event type (earthquake or quarry blast), priors on source parameters are the same for all individual McMC explorations as described in section 3.3.2.c. For each event, an amont of $2.3\ 10^6$ models is tested in this experiment, 20 (5) Markov chains and $9\ 10^4$ (10^5) iterations being implemented in the respective cold-(hot)run processes. For each of the 48 single source determination, the CPU time is about 5 minutes on a 2 × 16-core processor machine. At the end of the McMC procedure $\sim 1.5\ 10^4$ models remain selected for an acceptance of about 30%.

All solutions are very consistent with previous results, 75% of the distances between epicenters of the Fig. II.3-10 and II.3-11 being smaller than 250 m, and all less than 1.2 km. As expected the uncertainties are greatly reduced when the seismic structure is known with

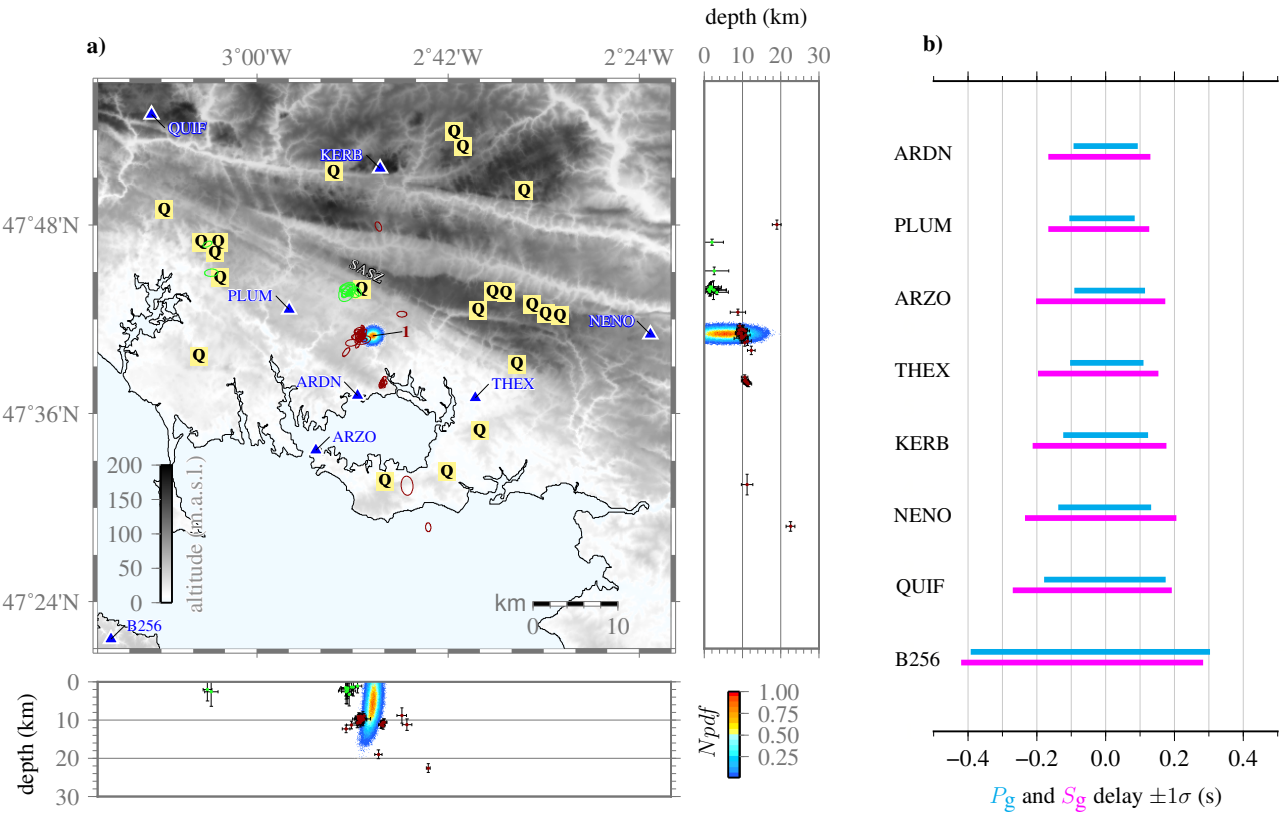


Figure II.3-11 – Effect of *a priori* knowledge on the seismic velocity structure. **a)** Event and quarry blast locations (same legend as in Fig. II.3-10), from 48 single source determination performed using *a priori* constraints on velocity structure. SASZ stands for South-Armorican Shear Zone. The location of the 2013, November 21st event (Fig. II.3-6b) is shown in terms of pdf for comparison. **b)** 1σ range of travel time residuals at each station.

good accuracy and included in the prior information. Location uncertainties are noticeably reduced and shallower values are obtained for quarry blast depths (green in Fig. II.3-11).

All earthquakes but 4 are concentrated in 2 clusters despite the use of independent single source determinations. One with 23 events corresponds to the aftershock swarm and fits with the location of the November 21st event, the other cluster of 9 events is concentrated ~5 km south-eastward of the main shock at 11 km depth.

All quarry blast epicenters are accurately located, with an error less than 1.1 km (1σ) on the source depth. This latter value provides an estimate of the error that is expected in the region for shallow earthquakes with poorly constrained depths. Its consistency among all events demonstrates the stability of the algorithm and its efficiency when the seismic model used for wave propagation is known with good accuracy.

All travel time residuals but B256 station, which is located on an island ~30 km away from the coast, are symmetrically distributed and increase with the epicentral distance (Fig. II.3-11b).

3.3.4 Discussion and conclusions

As shown in Fig. II.3-5, the results of iterative deterministic inverse methods for earthquake locations (Geiger, 1912) greatly depend on the velocity model and on the starting configuration. This bias is of great importance when the geological structure is not accurately known and/or when considering moderate seismic events (say, *e.g.*, magnitudes lower or equal to 3), which are usually recorded by a few stations. The non-linear method presented in this article aims to overcome this well-known feature by simultaneously determining the source parameters and the velocity models in a Bayesian framework, thanks to a Markov chain Monte-Carlo exploration making use of a Metropolis-Hastings acceptance/rejection algorithm. The ergodicity of the Markov chain is ensured by parallel computations using different seeds. Taking advantage of an empirical approach to both constrain the velocity structure and the data consistency (Chatelain, 1978), our work also benefits from the Arrival Order Location (Anderson, 1981 ; Sambridge & Kennett, 1986) as an initial guess for epicentral location.

This inversion scheme can be used for a single-event purpose as well as for a set of events which are supposed to all share, approximately, the same propagation medium. The method is thus valid as long as, for a given region, the lateral heterogeneities have smaller consequences on travel-time computations than the mean velocity value. The forward problem (*i.e.*, travel-time computations) relies on classical ray theory applied here for a basic model composed of a one-layer crust overlying a mantle. The typical CPU-time for a joint single-event/structure determination is ~ 5 minutes on a 2 × 16-core processor machine, involving $2.3\ 10^6$ tested models, which makes this method very efficient for a large amount of events. A more complex medium can be introduced, such as a greater amount of layers, or the presence of anisotropy if needed, although this choice may degrade the computing performances and so the efficiency of the non-linear exploration. The choice of a commonly shared 1-D velocity model as a kind of the most representative medium implies that this method is mostly suitable for regional and/or local studies such as aftershock sequence analysis, or induced seismicity characterization with small aperture arrays. Although the location of a significant earthquake (M_W = 3.5, Fig. II.3-6) is in very good agreement with international agencies and institutes, it is obvious that the meaning of a self-adapted 1-D velocity model decreases as the recording area increases.

An innovative feature of our method is to provide reliable posterior uncertainties of all inferred parameters. They can be used as they are as complementary informations for both hypocentral solution and origin time, but also to investigate the trade-offs between parameters. Fig. II.3-9 for instance clearly shows that the relationship between origin time and event depth is greatly sensitive to the crust P-wave velocity compared to the Moho depth. *A contrario* the epicentral location slightly depends on the seismic structure. Such a detailed analysis can further help to improve the recording network geometry with respect to a given target, *e.g.*, for the rapid deployment of a post-seismic survey.

Using a real dataset composed of 48 both natural and anthropic events, a first comprehensive inversion (structure-multiple sources) leads to infer a meaningful regional velocity model. The latter is subsequently used as input model within a series of 48 single-event determinations to better constrain the individual source locations and origin times. The great stability of all epicentral locations (less than 1.2 km) tend to confirm the seismic structure for this particular region as well as the choice of a 1-D propagation medium. Event depths are much better resolved as shown for the special case of quarry blasts (Fig. II.3-11). For a given source-receiver ray the time residuals computed using a given velocity model can be further used to distinguish anomalous paths. In a long term view of seismicity observation this by-product can help to better quantify the structural heterogeneity degree of a given area. Finally, when considering anthropogenic induced seismicity, the simultaneous determination of both seismic structure and source parameters might be used to monitor the possible modifications of the inferred medium as a function of time.

chapitre III

Acquisition, traitement, dépouillement des données et bulletins sismologiques

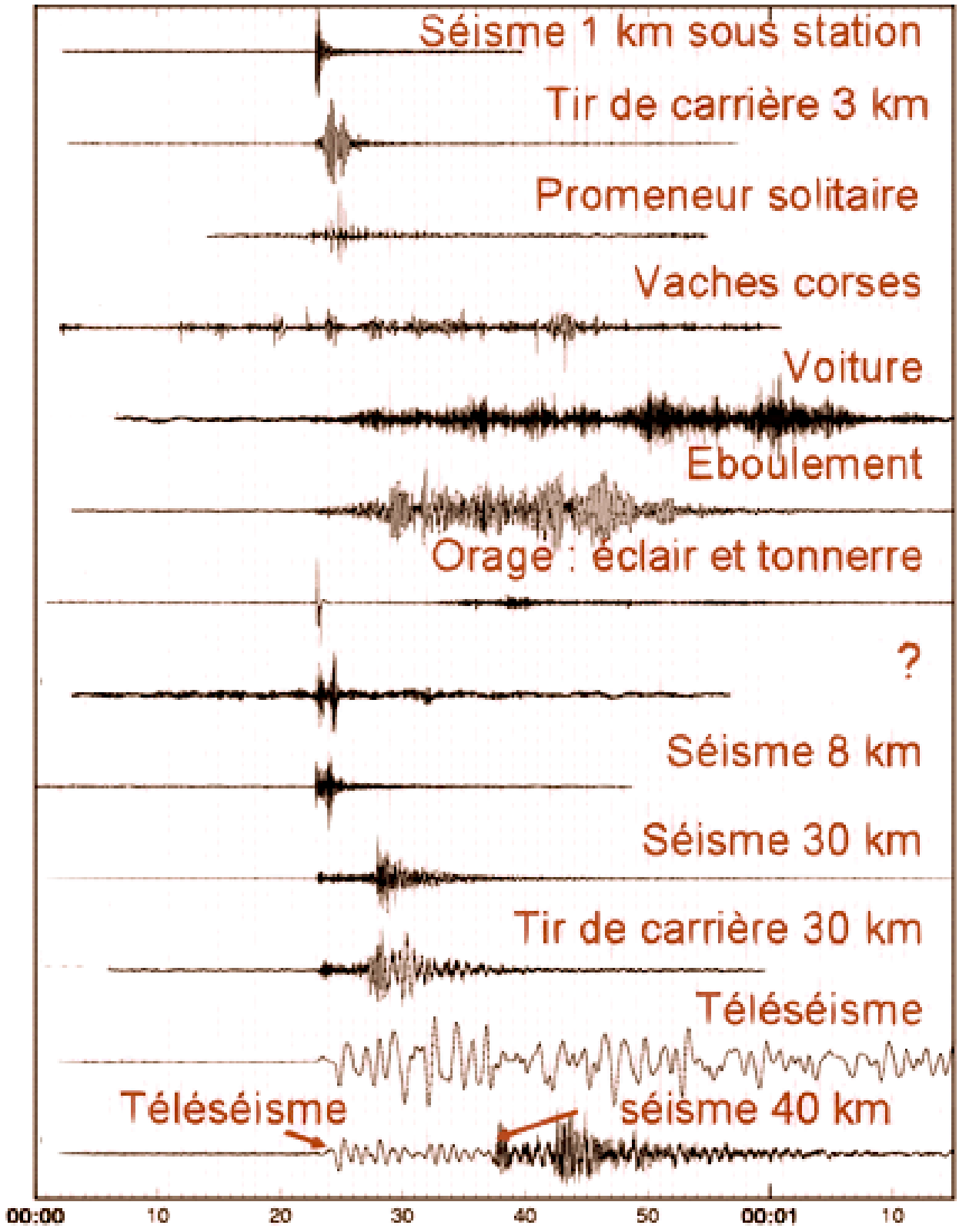
sismicité 2011-2013

et campagne post-séisme (Vannes, 2013)

Préambule

Ce chapitre est consacré à la donnée sismologique, depuis l'installation de stations sismologiques, l'acquisition sur le terrain des signaux, la préparation des données (déconvolution, filtres, ...), jusqu'à la lecture des temps d'arrivées des ondes nécessaires à la localisation des séismes.

Dans un premier temps, nous exposerons les réseaux de stations et bulletins sismologiques utilisés dans la localisation des séismes du Massif armoricain entre 2011 et 2013. Nous reviendrons en détail sur la campagne post-séisme de Vannes (novembre–décembre 2013) dont les données sont exploitées dans l'article présenté à la fin du chapitre précédent. Puis, nous détaillerons le traitement et dépouillement des données issues de ces réseaux. La méthode de détection des séismes de la campagne post-séisme de Vannes sera présentée.



Bestiaire de sismogrammes (Francois Thouvenot, *communication personnelle*, 2016).

Réseaux de stations et bulletins sismologiques

Sommaire

1.1 **Les réseaux permanents** 147
1.1.1 Le Réseau National de Surveillance Sismique 147
1.1.2 Le Réseau Large-Bande Permanent 148
1.1.3 Le réseau national du LDG 148
1.1.4 Le Réseau Accélérométrique Permanent 149
1.1.5 Les réseaux étrangers 149
1.2 **Les bulletin sismologique 2011–2013** 150
1.3 **Le réseau temporaire PyrOPE** 154
1.3.1 L'expérience PyrOPE (2011–2014) 154
1.3.2 Le réseau PyrOPE Ouest 155
1.4 **Le réseau temporaire autour du séisme de Vannes (21/11/2013)** 160
1.4.1 Le Réseau Nantais de Stations Sismologiques 160
1.4.2 La campagne post-séisme de Vannes (novembre – décembre 2013) 160
1.4.3 La détection des tremblements de terre 163

1.1 Les réseaux permanents

1.1.1 Le Réseau National de Surveillance Sismique

Le Réseau National de Surveillance Sismique (RéNaSS) est une fédération de réseaux placés sous la responsabilité des différents Observatoires des Sciences de l'Univers (OSU) et des universités partenaires. Il se compose de nombreuses stations vélocimétriques courte

période, réparties sur l'ensemble du territoire métropolitain, mais peu d'entres elles sont disposées sur l'ouest de la France. L'évolution du réseau s'intègre au projet RéSIF (figure III.1-1) et les stations courte période, lorsqu'elles répondent aux standards établis dans le cadre du projet, sont peu à peu converties en stations large bande, 3 composantes, et avec une transmission en temps réel, intégrant alors le Réseau Large-Bande Permanent (RLBP).

1.1.2 Le Réseau Large-Bande Permanent

Le Réseau Large-Bande Permanent (RLBP) est le réseau sismologique dédié à la mesure continue du mouvement sismique sur le territoire métropolitain dans une large bande de fréquences et avec une grande dynamique. Ce réseau (code FR) est progressivement construit par des institutions universitaires, dans les régions de France les plus sismiquement actives. Actuellement le RLBP est composé de plus d'une soixantaine de stations vélocimétriques opérées par 8 OSU ainsi que par le LDG, mais seulement deux d'entre elles sont implantées sur le Massif armoricain (CHIF et RENF), une troisième se trouve au sud à proximité (LRVF).

Dans le cadre du Réseau Sismologique Français (RéSIF), il est prévu d'accroître le nombre de stations et d'homogénéiser leur répartition pour aboutir à la création d'une véritable antenne sismologique permanente composée de 200 sites à l'horizon 2020. À l'échelle de la France métropolitaine, ce futur réseau permettra d'imager les structures crustales et lithosphériques de manière complète et détaillée (figure III.1-1). La position des stations du RLBP est reportée au millième de degré (p. ex., Cara & coll., 2007, p. 182–191). L'erreur associée est donc proche de ±80 m sur la longitude et de ±100 m sur la latitude.

1.1.3 Le réseau national du LDG

Le Réseau national du Laboratoire de Détection et de Géophysique du DAM-CÉA (LDG), code RD, dont les premières stations sont implantées dès 1959, se compose aujourd'hui d'une quarantaine de stations vélocimétriques, dont 6 sont disponibles via le portail RéSIF. Historiquement ce réseau a pour vocation la surveillance militaire, notamment dans le cadre de lutte contre la prolifération nucléaire. Le LDG est en charge de l'alerte sismique vis-à-vis des autorités françaises ; cela représente entre 20 et 60 événements de $M_L \geq 3,5$ par an. Quatre stations sont implantées dès les années 70 à l'est du Massif armoricain (FLN, LDF,

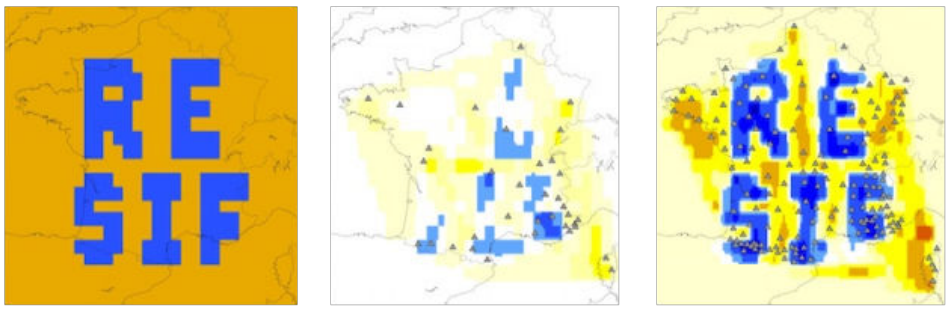


Figure III.1-1 – Résolution attendue des structures lithosphériques de la future antenne vélocimétrique permanente du projet RéSIF pour un test de résolution d'une tomographie basée sur la corrélation de bruit sismique à environ 70 km de profondeur : motif recherché (gauche) ; résultat à partir de la géométrie du RLBP précédant RéSIF (milieu) ; résultat à partir de la géométrie envisagée dans le cadre de RéSIF (droite), Jérôme Vergne (*medihal.archives-ouvertes.fr*, 2012).

GRR et MFF). Puis entre 1995 et 1996 trois autres sont disposées plus à l'ouest (ROSF ou ROT2 [1], QUIF et SGMF).

1.1.4 Le Réseau Accélérométrique Permanent

Le Réseau Accélérométrique Permanent (RAP) recueille des données de mouvements forts qui permettent des études des sources sismiques et des analyses du mouvement du sol. 7 stations accélérométriques sont implantées dans l'ouest de la France (UBNA, UBVA, UBQP, UBBR, SMFF, QUIF et UNIO). Cependant ce réseau, code RA, compte de nombreuses stations installées près de zones très anthropisées, souvent bruitées, ne permettant pas de détecter les arrivées des ondes de séismes locaux de faible ou moyenne magnitudes.

1.1.5 Les réseaux étrangers

Le réseau de stations sismologiques permanent du Royaume-Uni du British Geological Survey (BGS), code GB, offre un regard outre-Manche sur la sismicité armoricaine avec 6 stations vélocimétriques présentes au sud de la Grande-Bretagne (CCA1, DYA, HTL, SWN1, ELSH, HMNX). Une autre station est installée sur l'île anglo-normande Jersey (JSA). Cette dernière station, à 25 km des côtes françaises du Cotentin, participe fortement à une meilleure localisation de nombreux séismes armoricains. Les données sont visibles en temps réel et les métadonnées sont accessibles facilement à partir du portail internet du BGS.

1. ROSF à remplacé ROT2 en juillet 2013.

Au vu des distances épicentrales, les stations sismologiques d'autres pays voisins (p. ex., Espagne, Irlande) sont rarement prises en compte dans la localisation de séismes du Massif armoricain.

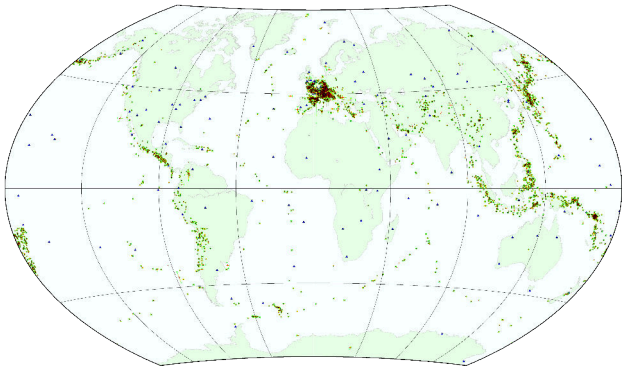
1.2 Les bulletin sismologique 2011–2013

En France, deux bulletins sismologiques hebdomadaires sont édités à partir des réseaux permanents : les bulletins du Laboratoire de Détection et de Géophysique du DAM-CÉA (LDG) et du Réseau National de Surveillance Sismique (RéNaSS). Le bulletin du Réseau National de Surveillance Sismique (RéNaSS) est un catalogue d'échelle mondiale (figure III.1-2a), pointé manuellement dans sa partie métropolitaine. Il correspond, avant 2012, au bulletin du BCSF issu de la concaténation des bulletins RéNaSS et LDG. Depuis 2012, ce bulletin regroupe les données des stations courte-période du RéNaSS, des stations large-bande de RLBP, ainsi que certaines stations des pays limitrophes. Le bulletins du LDG d'échelle européenne (figure III.1-2b) est construit à partir de son seul réseau, étendu à quelques stations des réseaux étrangers.

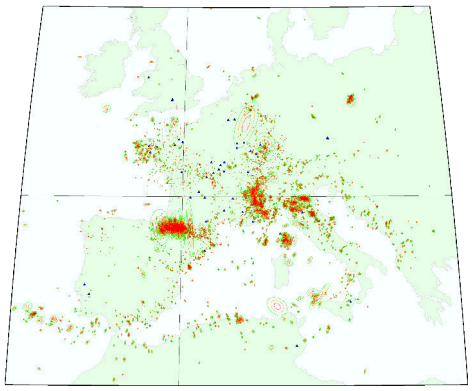
Pour la période 2011–2013, 157 séismes sont détectés et localisés dans le Massif armoricain [1] par le RéNaSS (figure III.1-2c). Cependant, les deux tiers de ces 157 séismes ont lieu en 2011, lorsque le bulletin du RéNaSS était consolidé par celui du LDG. Le bulletin du LDG, disposant d'un peu plus de stations sismologiques dans la région, recense 371 événements (figure III.1-2d). Avant 2012, je privilégie donc le bulletin du RéNaSS (BCSF). Après 2012, celui du LDG prévaut car il plus complet. Suite à la fusion de ces deux catalogues, on dénombre 381 séismes distincts dans le Massif armoricain entre 2011 et 2013.

Les incertitudes autour des localisations publiées par les bulletins sismologiques semblent montrer qu'entre 2011 et 2013, au moins 50 % des séismes du Massif armoricain sont localisés avec une incertitude inférieure à 2,5 km pour le bulletin du LDG (figure III.1-2f) et à 5 km pour le bulletin du RéNaSS (figure III.1-2e). De par leur méthode de calcul, ces incertitudes théoriques sont sans doute des approximations basses des incertitudes réelles. Le fait que les incertitudes soient apparemment plus faibles sur le bulletin du LDG que sur celui du

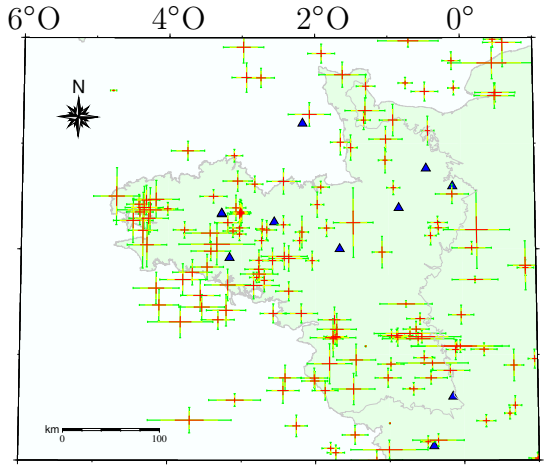
1. C.-à-d. dans une zone dont la latitude est comprise entre 46°N et 50°N et la longitude entre 6°O et 1°E.



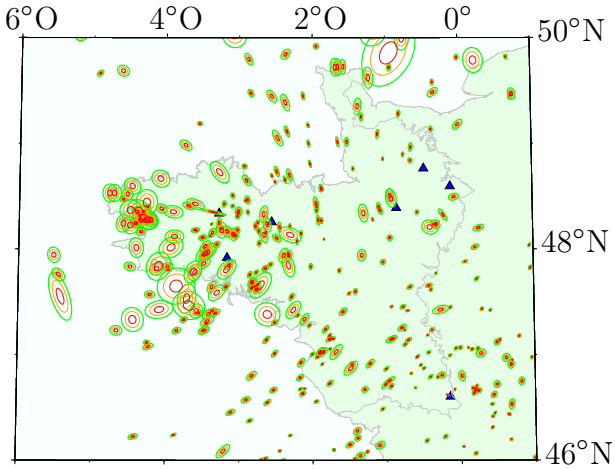
(a) Bulletin du RéNaSS : 8 266 événements dans le monde, localisés à partir de près de 300 stations (triangles bleus) ;



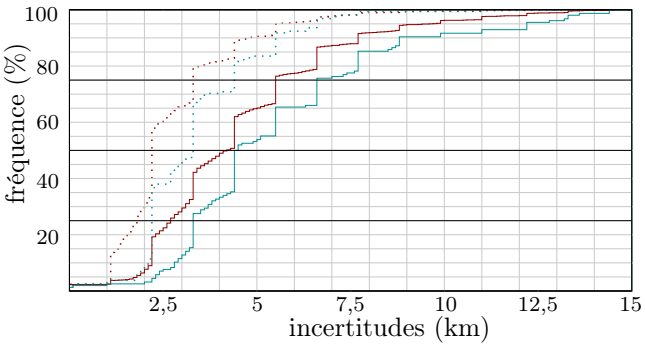
(b) Bulletin du LDG : 11 872 événements en Europe, localisés à partir de ~60 de stations (triangles bleus) ;



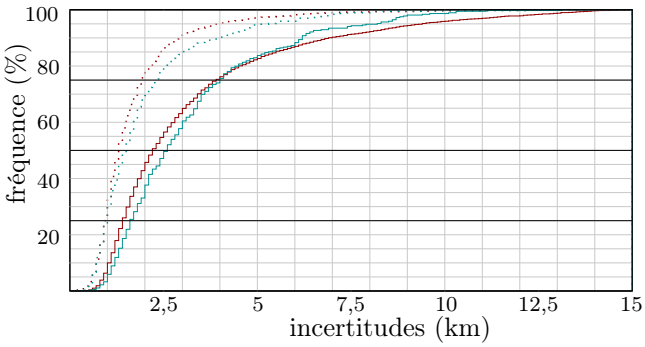
(c) Bulletin du RéNaSS (détail de a) : 157 événements localisés avec, au plus, une dizaine de stations sur le Massif armoricain (dont le réseau RLBP et les 7 stations du réseau LDG pour l'année 2011) ;



(d) Bulletin du LDG (détail de b) : 371 événements localisés avec, au plus, 7 stations sur le Massif armoricain ;



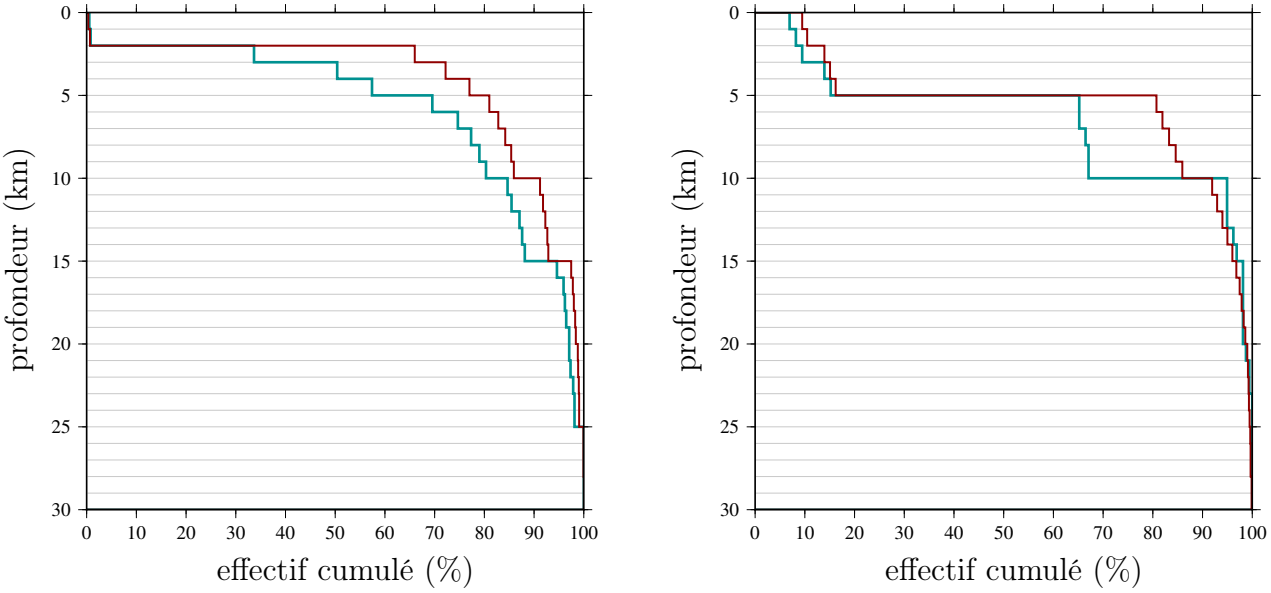
(e) Bulletin du RéNaSS : histogramme cumulé des incertitudes (1σ) des événements en France métropolitaine (dont le Massif armoricain) et sur le Massif armoricain correspondant à l'incertitude maximum (trait plein) et minimum (trait pointillé) des longitude/latitudes ;



(f) Bulletin du LDG : histogramme cumulé des incertitudes (1σ) des événements en France métropolitaine (dont le Massif armoricain) et sur le Massif armoricain correspondant à l'axe *a* (*c.-à-d.* le diamètre le plus grand de l'ellipse, trait plein) et l'axe *b* (trait pointillé) des ellipsoïde.

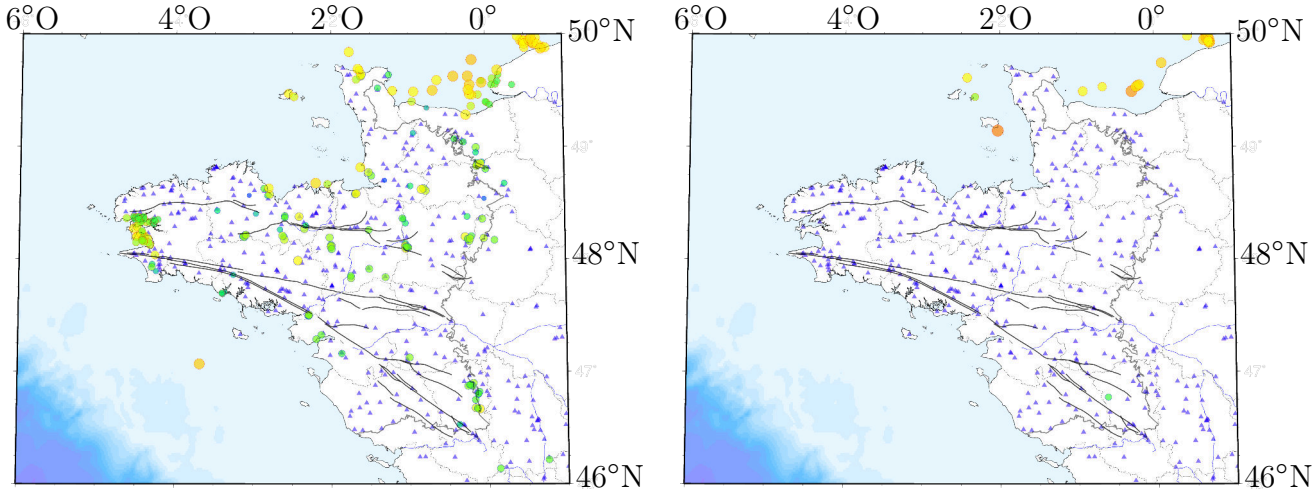
Figure III.1-2 – Sismicité instrumentale entre le 01/01/2011 et le 31/12/2013 enregistrée par le LDG (a, c) et le RéNaSS (pour 2011, le bulletin du RéNaSS – alors bulletin du BCSF – est issu de la concaténation des bulletins RéNaSS et LDG) (b, d). Les incertitudes associées sont indiquées pour ± **1σ**, **2σ** et **3σ**. Ces incertitudes sont comparées entre le Massif armoricain et le reste de la France avec les bulletins RéNaSS (e) et le LDG (f).

III



(a) Bulletin du LDG entre 2011 et 2013 ; **(b)** Bulletin du RéNaSS entre 2011 et 2013.

Figure III.1-3 – Profondeurs des séismes de la France métropolitaine (dont le Massif armoricain) et du Massif armoricain seul entre le 01/01/2011 et le 31/12/2013, enregistré par le LDG (a) et le RéNaSS (b).



(a) Bulletin du LDG entre 01/2011 et 12/2013 (104 événements en mer et 117 sur terre) ; **(b)** Bulletin du RéNaSS entre 09/2012 et 12/2013 (22 événements).

Figure III.1-4 – Événements sismiques non tectoniques enregistrés par le LDG (données : Sophie Merrer, *communication personnelle*, 2016) et le RéNaSS (données : Sophie Lambotte, *communication personnelle*, 2015). Ces bulletins ne sont pas exhaustifs. La légende est identique à la figure I.1-11.

RéNaSS est probablement le reflet de la meilleure couverture de la région par ce premier réseau.

La profondeur des séismes est déterminée (fixé) de manière discrète, avec un pas de 1 km (figures III.1-3a et III.1-3b). On observe une affinité particulière pour les valeurs de 5 et 10 km pour le bulletin du RéNaSS. Le catalogue du LDG arbore des événements légèrement plus superficiels principalement associés aux valeurs de 2, 5, 10 et 15 km. L'écart entre les deux bulletins et la préférence des profondeurs des séismes pour les valeurs entières 5, 10 et 15 km, témoignent des fortes incertitudes qui règnent sur ce paramètre. La profondeur du séisme est souvent fixé à une valeur entière et n'est plus alors un paramètre recherché. En effet, la profondeur des séismes est un paramètre qui possède de fortes covariances avec les autres paramètres hypocentraux ou structuraux (p. ex., figure II.3-8).

Lors de la constitution des bulletins sismologiques, le recensement des séismes rejette tous les événements non tectoniques – tels que les tirs de carrière ou les tirs en mer – afin de produire un catalogue utilisable pour l'analyse de l'aléa sismique et les études de sismotectonique. Le LDG conserve cependant ces événements non tectoniques afin de constituer une base de données permettant d'améliorer leur identification (figure III.1-4a), mais ce recensement n'a pas vocation à être exhaustif. On observe que ces événements anthropiques représentent un peu plus d'un tiers de la sismicité totale. En mer, les événements non tectoniques se concentrent près de l'arsenal de Brest, du port militaire de Cherbourg, de la ville du Havre ou de Dieppe. Par exemple, les 30 et 31 mai 2013, deux mines de la Seconde Guerre mondiale ont été détruites au large de Dieppe. À eux deux, les engins explosifs contenaient l'équivalent d'environ 1,4 tonne de TNT (Trinitrotoluène) correspondant à des événements de magnitude M_L comprise entre 2,5 et 3. Sur terre, 117 tirs de carrières sont recensés, avec des magnitudes M_L allant de 1,3 à 2,9. Une liste complète des carrières exploitées en France est dressée par Fréchet & Thouvenot (2012). Ces événements ont lieu en moyenne à 11 h T.U. (±3 h) et principalement entre les mardis et vendredis. Le bulletin du RéNaSS archive depuis peu ces événements anthropiques (figure III.1-4b).

Avec l'accroissement des réseaux et du nombre de stations sismologiques, de plus en plus de séismes sont détectés et la magnitude de complétude des bulletins a tendance à diminuer. Dans un même temps, les événements non tectoniques recensés sont de plus

en plus nombreux et la discrimination entre les séismes naturels et artificiels de faibles magnitudes est de moins en moins aisée.

III

1.3 Le réseau temporaire PyrOPE

1.3.1 L'expérience PyrOPE (2011–2014)

L'expérience sismologique Pyrenean Observational Portable Experiment (PyrOPE) s'organise en un réseau dense de stations sismologiques larges bandes avec une maille régulière d'environ 60 km dans le sud-ouest de la France et sur le pourtour du golfe de Gascogne, jusqu'au nord de la pointe bretonne (figure III.1-5). Ce déploiement constitue la première étape d'une couverture globale du territoire métropolitain (projet RéSIF, figure III.1-6) et à plus long terme de l'ensemble du continent européen. Le réseau PyrOPE, code X7, est synchronisé avec l'installation de stations temporaires en Espagne (projet IberArray). Les objectifs de l'expérience PyrOPE sont : l'amélioration des connaissances des structures profondes et de la précision de la localisation des tremblements de terre, une meilleure compréhension des grandes structures géologiques (chaîne des Pyrénées, le golfe de Gascogne), ainsi que la

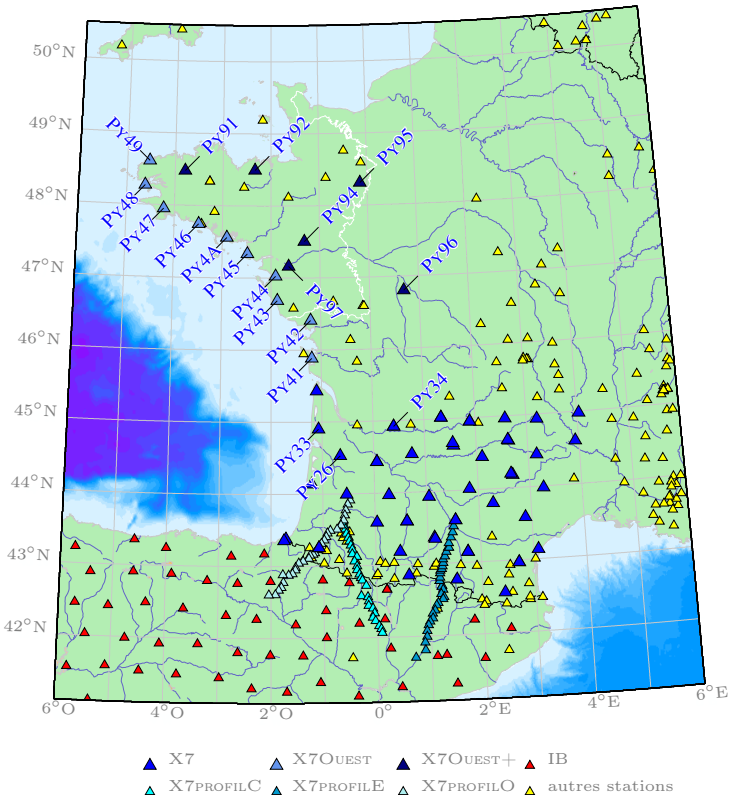
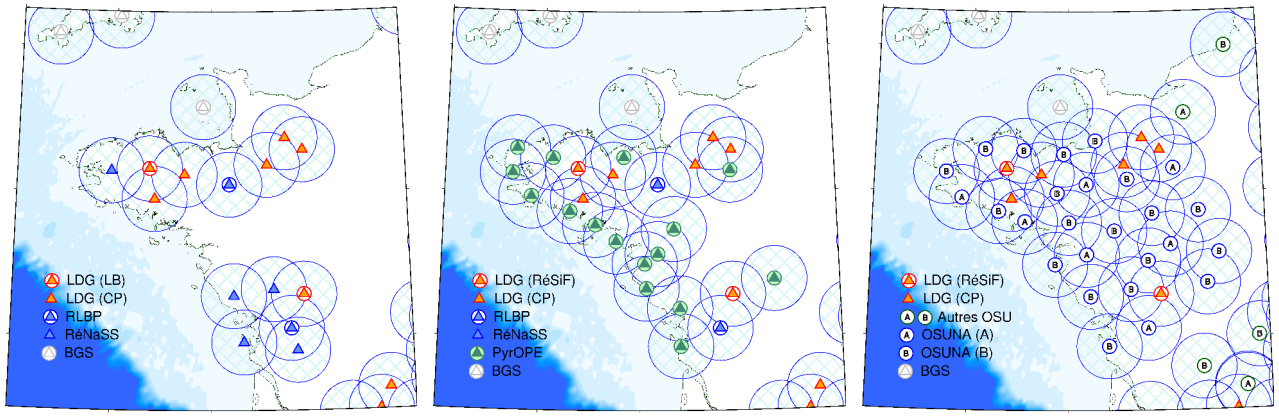


Figure III.1-5 – Carte du réseau PyrOPE (X7), avec les stations en bleu (comprenant les stations du sud-ouest de la France et les stations hébergées par Nantes ainsi que les trois profils transpyrénéens). En rouge sont indiquées les stations du réseau temporaire espagnol IberArray (IB) ; en jaune, les stations des réseaux permanents.



(a) Avant 2011 ; **(b)** 2011 – 2013 ; **(c)** Objectif de RéSiF en 2020.

Figure III.1-6 – Évolution des réseaux sismologiques sur le Massif armoricain. Les cercles autour de chaque station ont un rayon de 50 km (p. ex., Bondár & coll., 2004, préconisent la distance maximale de 30 km pour une précision épicentrale de localisation des séismes ≤ 5 km).

caractérisation de la géométrie des failles actives (Chevrot & coll., 2014). Ce projet, financé par l'Agence Nationale de la Recherche (ANR) pour la période 2010-2014, implique les universités de Toulouse, Montpellier, Nantes, Grenoble et Strasbourg.

1.3.2 Le réseau PyrOPE Ouest

Le réseau PyrOPE Ouest est composé de 16 stations implantées sur le Massif armoricain et maintenus par l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Nantes Atlantique (OSUNA). Les 10 premières stations sont installées dès 2011, le long de la façade atlantique (figure III.1-5) ; 6 autres stations, financées dans le cadre du projet régional Valorisation Interdisciplinaire du Bruit Régional pour l'Imagerie Sismique (VIBRIS), sont venues compléter le réseau dans les terres, à partir du printemps 2012 (tableau III.1-1). Trois capteurs différents composent ce réseau : STS2 – de 2e et 3e génération – (Streckeisen), CMG (Guralp) ou Trillium (Nanometrics). Trois numériseurs différents sont aussi utilisés : Taurus (Nanometrics), Quanterra Q330 (Kinemetrics) ou RT130 (RefTek).

Ce réseau a permi l'enregistrement de près de 260 000 heures de signal en trois composantes (figure III.1-7). Sur l'ensemble de l'expérience, seules 17 000 h n'ont pas été enregistrées, conduisant à un taux de fonctionnement des stations élevé pour une campagne temporaire aussi vaste, autour de 94 %. Réparti en 4 600 trous (figure III.1-7), ce manque de données est dû, par exemple, aux problèmes de numérisation, à un défaut de production d'énergie ou à

un vol des panneaux solaires. Ce réseau a nécessité 240 interventions de maintenance auprès des stations (contrôle de la station et/ou relevé des données). Le temps total cumulé de la maintenance sur place des stations est de 330 heures (soit près de 47 jours ETP [1]).

Un des indicateurs du bon fonctionnement d'un sismomètre est l'analyse de la tension à la sortie de chaque composante. Pour un fonctionnement optimal du capteur, les différents constructeurs préconisent que cette tension soit inférieure à $|\pm \sim 1,5|$ V (voir notices respectives). Au delà, les variations du potentiel électrique ne sont plus tout à fait proportionnelles aux variations de vitesses de déplacement du sol. Pour une tension supérieure à $|\pm 9|$ V, la masse du sismomètre est « en butée » et celui-ci ne fonctionne plus. En effet, une forte tension traduit un « tilt » – une inclinaison – du sismomètre qui n'est alors plus tout à fait nivelé à l'horizontal et l'augmentation de la tension tend à compenser le désaxage de la position de la masse. Ce comportement est fréquent sur les stations PY43, PY44 et PY45, installées dans une zone marécageuse. Environ 5,2 % des données acquises ont une tension trop forte pour être interprétées (figure III.1-8).

Un autre moyen de vérifier le bon enregistrement des données est d'effectuer un spectre du signal découpé heure par heure, puis de le comparer, entre 1 et 10 s de période, aux valeurs extrêmes définies par Peterson (1993), que sont le « New High » et « New Low Noise Model ». Si le spectre est inférieur à −160 dB ou supérieure −80 dB, un comportement anormal du capteur est suspecté. Hormis PY97, seules 2,9 % des donnés comportent ce défaut (figure III.1-8), généralement en lien avec une opération de maintenance ou une tension trop élevée à la sortie du sismomètre.

Une anomalie technique de calibration sur le capteur PY97 (mauvaise implémentation des étages de gains) a pour conséquence de produire des spectres anormaux systématiquement inférieurs à −200 dB pour cette station.

Au cours de cette thèse, un travail important sur la complétude des données brutes a permis d'enrichir une base de données validée du réseau PYROPE Ouest. En effet, lors de la transformation des données brutes, depuis un format binaire constructeur, en données

1. ETP pour Équivalent Temps Plein.

STATION		DATE		COORDONNÉES GÉOGRAPHIQUES			MATÉRIEL	
		installation	désinstallation	latitude (°) ± 2σ (m)	longitude (°) ± 2σ (m)	altitude (m) ± 2σ (m)	capteur	numériseur
PY41		*2011-03-21*	*2013-05-28*	45,885 67 ± 2,7	−1,188 4 ± 1,9	61 ± 5	$STS2_3$ 80237	Taurus 2381
PY42 *	*A*	*2011-03-21*	*2012-09-07*	46,410 12 ± 2,9	−1,200 75 ± 2,1	50 ± 6	CMG_3ESP T3383	Taurus 2521
	B	*2012-11-16*	*2013-09-30*	46,394 62 ± 2,6	−1,202 56 ± 1,7	53 ± 5		
PY43		*2011-03-17*	*2013-02-12*	46,686 39 ± 2,3	−1,869 11 ± 1,5	74 ± 6	$STS2_3$ 10602	Taurus 2378
PY44		*2011-03-10*	*2012-11-15*	47,024 66 ± 2,8	−1,906 21 ± 1,9	50 ± 7	$STS2_2$ 49735	Taurus 2367
PY45		*2011-03-10*	*2013-01-21*	47,334 95 ± 3,0	−2,484 26 ± 2,0	55 ± 7	$STS2_2$ 49734	Taurus 2374
PY46		*2011-01-10*	*2014-12-31*	47,746 45 ± 2,6	−3,429 04 ± 3,0	81 ± 7	CMG_3ESP T3382	Taurus 2525
PY47		*2011-03-15*	*2013-10-07*	47,949 61 ± 2,6	−4,220 44 ± 1,7	138 ± 4	$STS2_3$ 90736	Taurus 2377
PY48		*2011-03-15*	*2013-04-22*	48,269 15 ± 2,9	−4,614 76 ± 1,6	107 ± 5	$STS2_3$ 10424	Taurus 2370
		2013-04-22	*2013-09-24*				$STS2_3$ 10602	Taurus 2378
PY49		*2011-03-14*	*2013-10-07*	48,607 17 ± 2,2	−4,535 04 ± 1,5	90 ± 3	$STS2_3$ 20846	Taurus 2361
PY4A		*2010-09-15*	*2011-07-07*	47,561 17 ± 1,6	−2,907 22 ± 3,4	14 ± 3	$STS2_3$ 70829	Q330HR 3101
		2011-07-28	*2013-09-10*					Q330 4490
PY91		*2012-04-10*	*2014-03-17*	48,480 35 ± 19,8	−3,790 93 ± 5,3	207 ± 11	$CMG_{40}T$ T4D73	RT130 9DC9
PY92		*2012-04-11*	*2013-10-02*	48,494 31 ± 1,8	−2,333 42 ± 12,6	104 ± 3	$CMG_{40}T$ T4D58	RT130 9D33
PY94		*2012-04-05*	*2013-09-18*	47,506 50 ± 14,5	−1,313 46 ± 12,7	39 ± 26	$CMG_{40}T$ T4F22	RT130 9DBF
PY95		*2012-06-05*	*2013-09-23*	48,312 52 ± 6,1	−0,146 01 ± 3,0	214 ± 20	T120PA 1126	Q330S 4418
PY96		*2012-04-17*	*2012-09-19*	46,801 78 ± 2,8	0,688 96 ± 3,3	133 ± 5	$CMG_{40}T$ T4F17	RT130 98C8
PY96		*2012-09-19*	*2013-09-09*				T120PA 001125	Q330S 4416
PY97		*2013-03-01*	*2013-09-30*	47,160 76 ± 2,4	−1,638 91 ± 1,5	71 ± 4	$STS2_2$ 49735	Taurus 2533

Tableau III.1-1 – Description du réseau PyrOPE Ouest avec les coordonnées géographiques des stations calculées à partir des SOH** (pondérées par le GDOP†), et parfois des fiches (Field_Sheet). Les localisations sont celles des antennes GPS dont les distances aux capteurs sont inférieures à la dizaine de mètres.

*entre les deux stations PY42-A et PY42-B, il y a environ 1 730,0m.

**le SOH, pour « State Of Health » en anglais, mesurant *l'état de santé* des instruments accompagné d'une mesure GPS continue.

†le GDOP, pour « Geometric Dilution Of Precision » en anglais, correspond à l'effet multiplicatif de la géométrie des satellites sur la précision des mesures d'un système de positionnement.

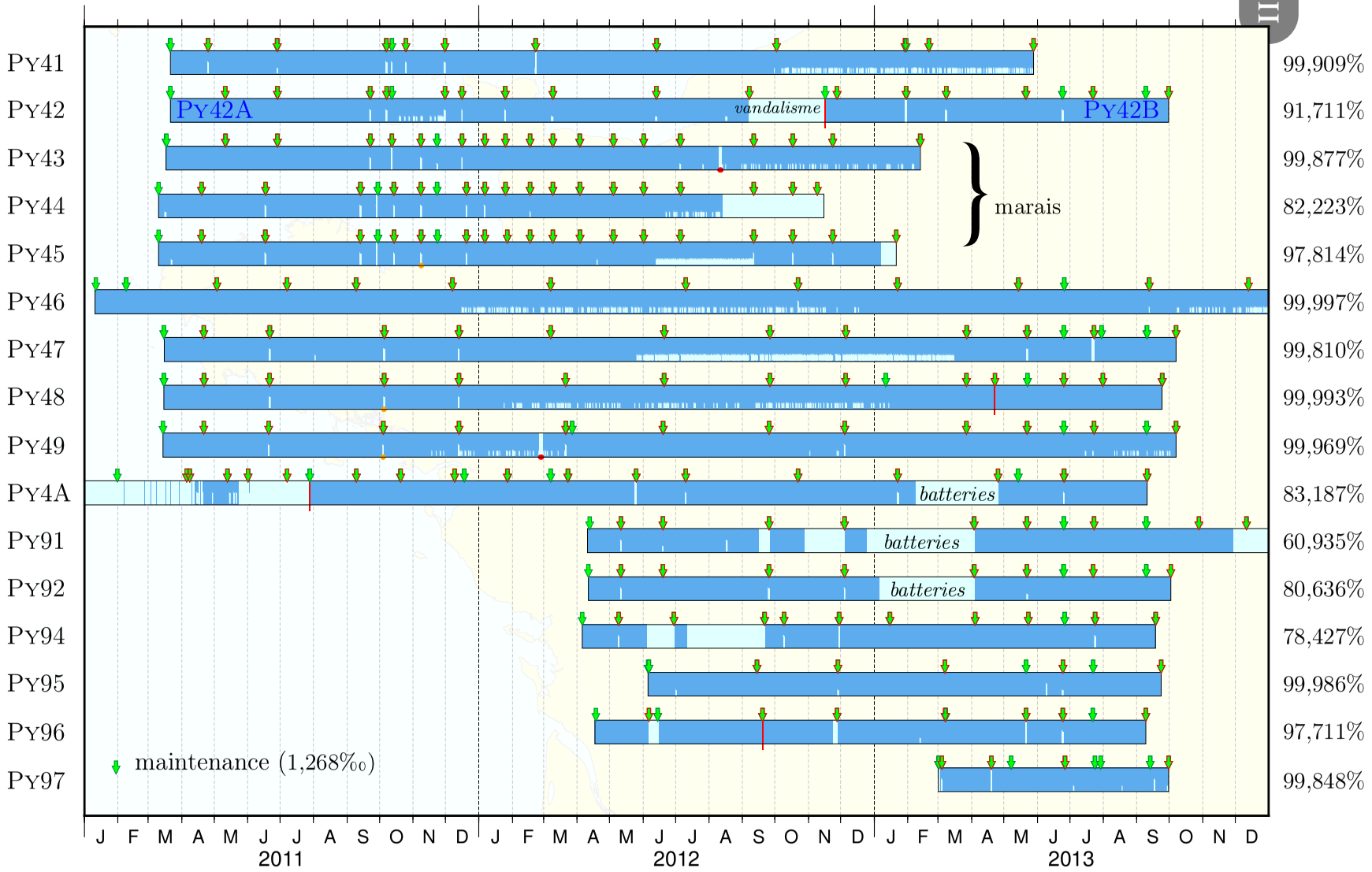


Figure III.1-7 – Complétude des données du réseau PyrOPE Ouest, entre janvier 2011 et fin 2013. Les données manquantes sont indiquées en bleu clair par un petit trait pour des trous inférieurs à 1 minute et par un trait moyen pour des trous entre 1 minute et 1 heure. Pour les trous supérieurs à 1 heure la bande bleu claire est proportionnelle au temps. Les changements de matériels (tableau III.1-1) sont indiqués par les barres verticales rouges. Un taux de fonctionnement est reporté sur la colonne de droite pour chaque station. Les heures de maintenance sont marquées par les flèches vertes, les flèches rouges indiquent les jours de récupération des données. Les points oranges correspondent à des données redondantes dans la base de donnée. Les points rouges correspondent à des trous anormaux de 86400 s (24 h) sur la seule composante nord (PY43, le 11/08/12 ; PY49 le 27/02/12).

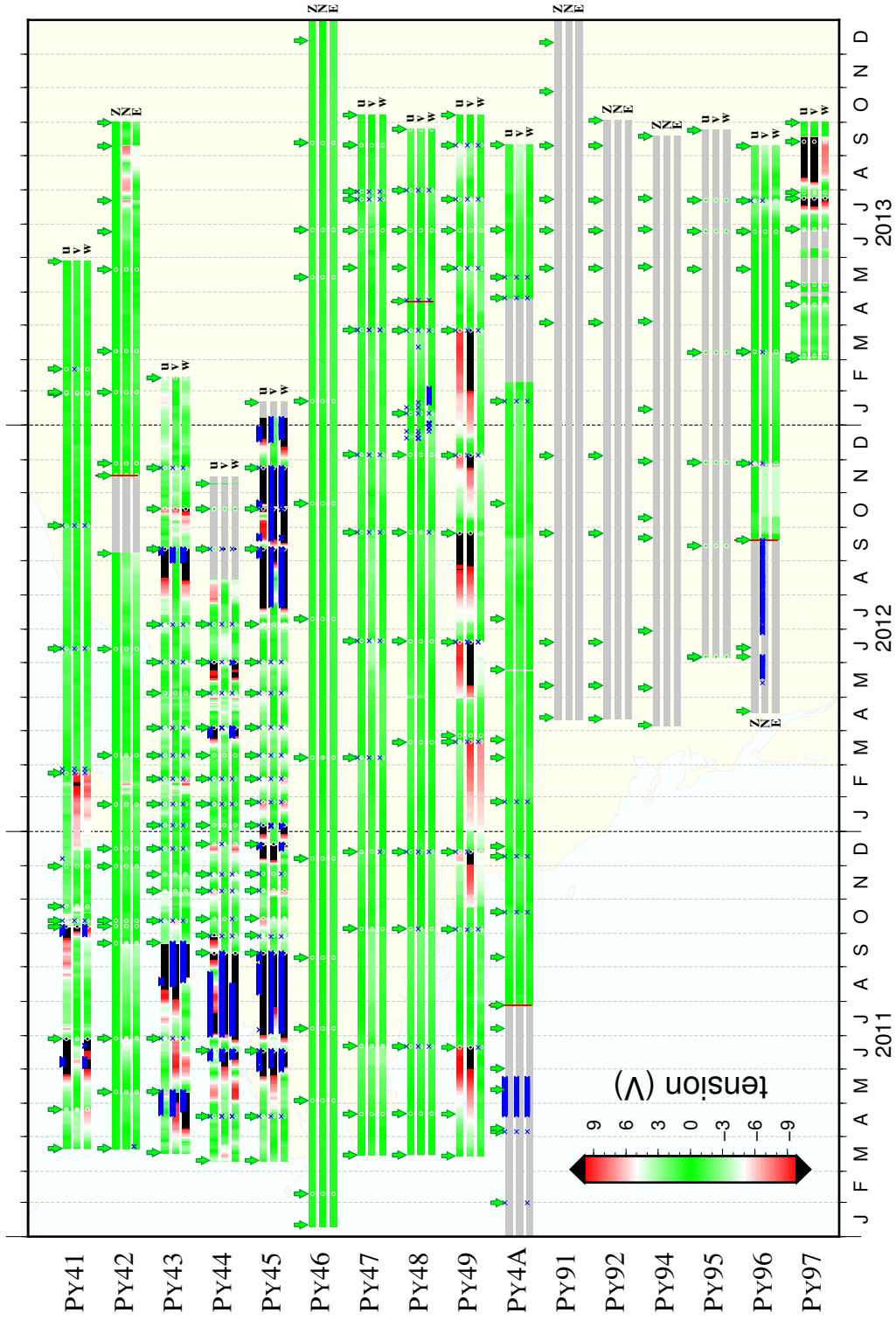


Figure III.1-8 – Contrôle de qualité du réseau PyrOPE Ouest entre janvier 2011 et fin 2013 : évolution de la tension en Volt à la sortie de chaque composante du capteur (Z, N, E ou u, v, w). Les constructeurs préconisent un potentiel électrique inférieur à $|\pm \sim 1{,}5|$ V pour un fonctionnement optimal du capteur (en vert sur la figure). Au delà de $|\pm 9|$ V (en noir sur la figure), la masse du sismomètre est « en butée » ; le sismomètre reste bloqué et ne fonctionne plus. En gris, aucune donnée n'est enregistrée par le numériseur. Dans les cercles blancs, sont représentées les valeurs relevées lors des maintenances (marquées par les flèches vertes). Chaque croix bleue indique une période d'une heure, uniquement pour les composantes Z (parfois notée u), N (v) ou E (w), pendant laquelle le spectre du signal sismique est, entre 1 et 10 s de période, soit inférieure à −160 dB, soit supérieure −80 dB (c.-à-d. hors des limites imposées par les deux modèles de références : le « New High Noise Model » et le « New Low Noise Model », Peterson, 1993). Les spectres de Py97 sont systématiquements inférieurs à −200 dB. Les changements de matériels sont indiqués par les barres verticales rouges.

exploitables dans un format de transport (p. ex., MiniSEED), il arrive que des morceaux de données ne soient pas traitées (p. ex., entre deux dates de maintenance, dernier jour d'une année bissextile). Grâce aux outils MiniSeed Inspector (MSI) et dataselect, il est possible de mettre en évidence ces données manquantes à l'échantillon près et sur chacune des composantes. Par ailleurs, de nombreux petits trous (~250), commençant systématiquement à 00h00 et dont la durée n'excède pas 10 à 30 secondes, sont présents à certaines stations (p. ex., PY42, figure III.1-7). Ce phénomène inattendu est lié à des problèmes de numérisation ou à une anomalie dans le traitement des données.

Le réseau PyrOPE offre un jeu de données inédit à l'échelle du Massif armoricain. Les séismes issus des bulletins entre 2011 et 2013, originellement localisés avec peu de stations, seront relocalisés avec l'apport des données PyrOPE (voir chapitre IV) après lecture des temps d'arrivées des ondes.

1.4 Le réseau temporaire autour du séisme de Vannes (21/11/2013)

1.4.1 Le Réseau Nantais de Stations Sismologiques

Depuis 2007, le Laboratoire de Planétologie et de Géodynamique (LPG) est doté d'un parc de 12 sismomètres courte période 100 Hz – 10 s, constituant le Réseau Nantais de Stations Sismologiques (RÉSoNANSS). En cas de séisme de magnitude supérieure ou égale à 4 dans la région Ouest, ce réseau peut être déployé rapidement (entre 24 h et 48 h) autour du choc principal, afin d'enregistrer les répliques dont le nombre décroît de manière exponentielle avec le temps. Une meilleure connaissance des répliques permet généralement de mieux contraindre la faille responsable du tremblement de terre principal.

1.4.2 La campagne post-séisme de Vannes (novembre – décembre 2013)

Suite au séisme de Vannes du jeudi 21 novembre 2013, un réseau de 6 stations sismologiques temporaires est installé en moins de 48 h et pour un mois sur les communes de Plumergat, Arradon, Theix, Arzon, Pluherlin et Kervhel entourant ainsi l'épicentre du choc principal (tableaux III.1-2 et III.1-3). Je remercie donc Pierrick Gernigon, Éric Beucler et

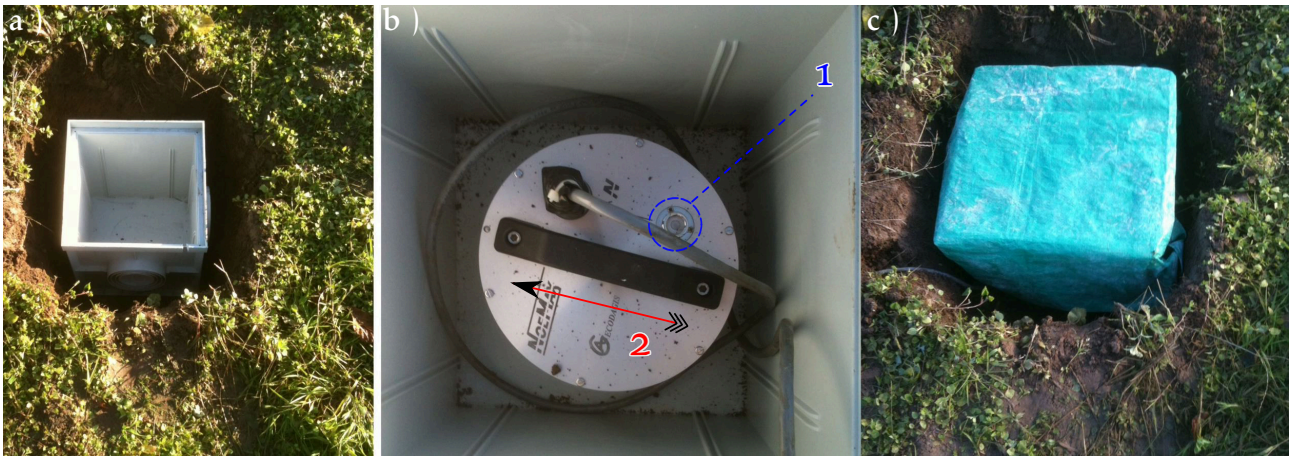


Figure III.1-9 – Installation d'un capteur, exemple de la station THEX : **a**) le capteur est enterré ; **b**) la nivelle (1) permet de garantir l'horizontalité du sismomètre, il est ensuite orienté vers le nord (2) grâce à une boussole ; **c**) le capteur est enfin isolé, puis recouvert de terre.

Figure III.1-10 – Installation d'une station sismologique, exemple de la station NENO : 1 - le capteur (NoeMax) avant d'être recouvert ; 2 - l'antenne G.P.S. ; 3 - les panneaux solaires ; 4 - la batterie ; 5 - le système d'acquisition (DAS Osiris).

Tableau III.1-2 – Localisation des stations de la campagne post-séisme de Vannes. Les incertitudes latérales sont de l'ordre du mètre et les incertitudes verticales de l'ordre de la dizaine mètres. Le site d'ARZO est identique à l'emplacement la station Py4A (réseau PyrOPE).

nom	latitude (°) ± 2σ	longitude (°) ± 2σ	incertitude horizontale (m)	altitude (m) ± 2σ
ARDN	47,61943 ± 0,00004	-2,84198 ± 0,00005	~ 6	17 ± 10
ARZO	47,56117 ± 0,00001	-2,90722 ± 0,00004	~ 4	14 ± 3
KERB	47,85958 ± 0,00014	-2,80686 ± 0,00014	~ 20	96 ± 21
NENO	47,68409 ± 0,00007	-2,38240 ± 0,00005	~ 9	95 ± 12
PLUM	47,71057 ± 0,00004	-2,94919 ± 0,00003	~ 5	39 ± 8
THEX	47,61700 ± 0,00003	-2,65737 ± 0,00004	~ 5	6 ± 9

Antoine Mocquet pour leur réactivité et le temps passé sur le terrain ou au laboratoire lors de la préparation, l'installation et le démantèlement de cette campagne post-séisme. Que soient aussi remerciés les particuliers qui ont accueilli ces stations sur leur terrain.

La majorité des stations est équipée d'un capteur vélocimètrique Titan-NoeMax ; il enregistre en continu la vitesse du déplacement du sol dans les 3 directions de l'espace ; c'est un sismomètre courte période, sensible aux vibrations à haute fréquence des séismes proches de faible magnitude. Le capteur est connecté à un système d'acquisition (appelé aussi numériseur ou DAS [1]) Osiris (société Agecodagis) dont la fonction est d'amplifier les signaux, de les numériser (ou discrétiser), puis de les stocker.

Lors de l'installation de telles stations, on prend soin d'éviter au maximum le bruit ambiant en se tenant loin de sources anthropogéniques (machines, circulation routière, pompes hydrauliques, ...), des animaux et d'autres sources environnementales (variation importante de température ; les racines d'arbres ou encore les murs transmettent facilement au sol les vibrations dues au vent). Pour optimiser le couplage entre le sol et le capteur et quand cela est possible, celui-ci est directement posé sur la roche solide. On s'assure ensuite de l'horizontalité du capteur, grâce à une bulle de nivellement et de son orientation vers le nord géographique (figure III.1-9). Il est ensuite isolé et recouvert de terre. Une antenne GPS permet au numériseur de dater, à la nanoseconde près, le signal et de localiser précisément la station. Des panneaux solaires, orientés au sud, permettent l'apport d'énergie nécessaire et le rechargement de batteries afin de maintenir la station en fonctionnement durant la nuit et

1. DAS pour « Data Acquisition System », en anglais.

Tableau III.1-3 – Temps d'enregistrement T.U. (Temps Universel ; heure locale pour Vannes en hiver : T.U. +1) aux stations de la campagne post-séisme de Vannes.

nom	fin de l'installation	fin enregistrement	remarque	capteur	numériseur
ARDN	23-11-13 à 14h50	17-12-13 à 10h18	-	NéoMax 034-0053	Osiris 09
ARZO	22-11-13 à 08h26	16-12-13 à 10h44	-	$CMG_{40}T$ T4D58	RT130 9D33
KERB	22-11-13 à 13h02	17-12-13 à 08h03	-	NéoMax 034-0051	Osiris 07
NENO	25-11-13 à 13h45	17-12-13 à 07h25	~7h manquant 06/11	NéoMax 034-0054	Osiris 05
PLUM	23-11-13 à 11h22	17-12-13 à 08h41	-	NéoMax 034-0052	Osiris 08
THEX	22-11-13 à 10h08	17-12-13 à 11h45	-	NéoMax 034-0119	2408

les jours ombragés (figure III.1-10).

Environ 3 500 heures d'enregistrement continu du mouvement du sol ont été acquises par ce réseau, permettant l'étude fine des répliques du séisme de Vannes, ainsi que la détection et la localisation de la sismicité locale pendant les mois de novembre et décembre 2013. Ce réseau de 6 stations est enrichi par deux autres stations présentes à proximité : la station permanente QUIF (LDG), au nord de Lorient et la station B256 (S9) sur Belle-Île-en-Mer du réseau temporaire CG85 maintenu par l'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM). Ce réseau temporaire a constitué un excellent jeu de données permettant de tester et d'explorer le potentiel de la méthode de détermination des paramètres hypocentraux et structuraux, développée pendant cette thèse (voir chapitre II.3).

1.4.3 La détection des tremblements de terre

Pendant la période du déploiement du réseau temporaire post-séisme de Vannes, seuls trois séismes sont enregistrés par les réseaux nationaux. Afin de recenser d'autres événements locaux potentiels, nous utilisons la méthode $\frac{sta}{lta}$ [1] (Allen, 1978, 1982), encore couramment

1. *sta* et *lta* pour « short » et « long term average » en anglais.

employée (p. ex., Grigoli & coll., 2013). Cette technique est bien adaptée à la détection de séismes, mais ne permet pas l'identification précise des différentes phases. Une lecture manuelle des temps d'arrivée sera nécessaire à une localisation précise des séismes. La première étape consiste au calcul d'une fonction caractéristique (FC) sensible au changement d'énergie après l'arrivée d'une onde sur une ou plusieurs composantes du sismomètre (figure III.1-11). Chaque sismogramme est d'abord déconvolué de la réponse instrumentale, puis converti en accélération et enfin filtré entre 0,5 et 10 Hz. La fonction caractéristique de la trace verticale est principalement sensible à l'arrivée des ondes P_g,

$$\mathrm{FC}^{Z}(j) = Z^2(j)\,, \tag{III.1-1}$$

avec Z la trace verticale et j l'indice de temps variant entre 1 et $n_é$, le nombre d'échantillons total du signal. La fonction caractéristique des trois composantes est, quant à elle, plus sensible à l'arrivée des ondes S_g,

$$\mathrm{FC}^{Z,N,E}(j) = Z^2(j) + N^2(j) + E^2(j)\,, \tag{III.1-2}$$

avec Z, N et E les traces verticale et horizontales (nord-sud et est-ouest).

Par l'algorithme récursif, à la fois rapide et stable, de Withers & coll. (1998), on recherche les variations rapides d'amplitude du signal. Pour ce faire, on évalue le rapport d'une moyenne des valeurs d'énergie à court terme (sta) précédant chaque point du signal, sur une moyenne antérieure à long terme (lta),

$$sta(j) = \frac{\mathrm{FC}(j)}{n_s} + (1 - \frac{1}{n_s}) \times sta(j-1), \tag{III.1-3}$$

$$lta(j) = \frac{\mathrm{FC}(j - n_s - 1)}{n_l} + (1 - \frac{1}{n_l}) \times lta(j-1), \tag{III.1-4}$$

où n_s et n_l sont les nombres d'échantillons de la moyenne à court terme et de la moyenne à long terme. L'indice de temps j varie entre $h = n_s + n_l$ et $n_é$. La moyenne à court terme sta rend compte d'augmentations brutales d'amplitudes en fonction du temps, alors que la moyenne à long terme lta mesure l'amplitude moyenne du bruit de fond. Le nombre d'échantillons de la moyenne à court terme n_s doit être faible pour détecter des variations brutales, mais pas trop afin d'éviter l'interprétation de variations insignifiantes du rapport $\frac{sta}{lta}$. Nous utilisons des

valeurs classiques pour un réseau local, avec $n_s = 0,5$ s et $n_l = 30$ s.

Lorsque maintenant, le rapport $\frac{sta}{lta}$ est au dessus d'un certain seuil fixé empiriquement, la station détecte localement l'arrivée potentielle d'une onde (figure III.1-11). Si le seuil est trop haut, trop peu de séismes sont détectés. Mais, si le seuil est trop faible, un trop grand nombre de fausses détections sont susceptibles d'être pris en compte. Pour ce réseau, le seuil pour $FC^{Z,N,E}$ est de 15 et pour FC^{Z} de 20. Ces valeurs sont légèrement plus élevées que celles trouvées habituellement dans la littérature (Drew & coll., 2013), indiquant le caractère très impulsif des ondes pour les événements proches considérés ici. Cela est probablement dû au fait que les sismogrammes sont dérivés temporellement afin de les convertir en accélération. En travaillant sur un sismogramme en accélération, on donne un poids relatif plus grand aux

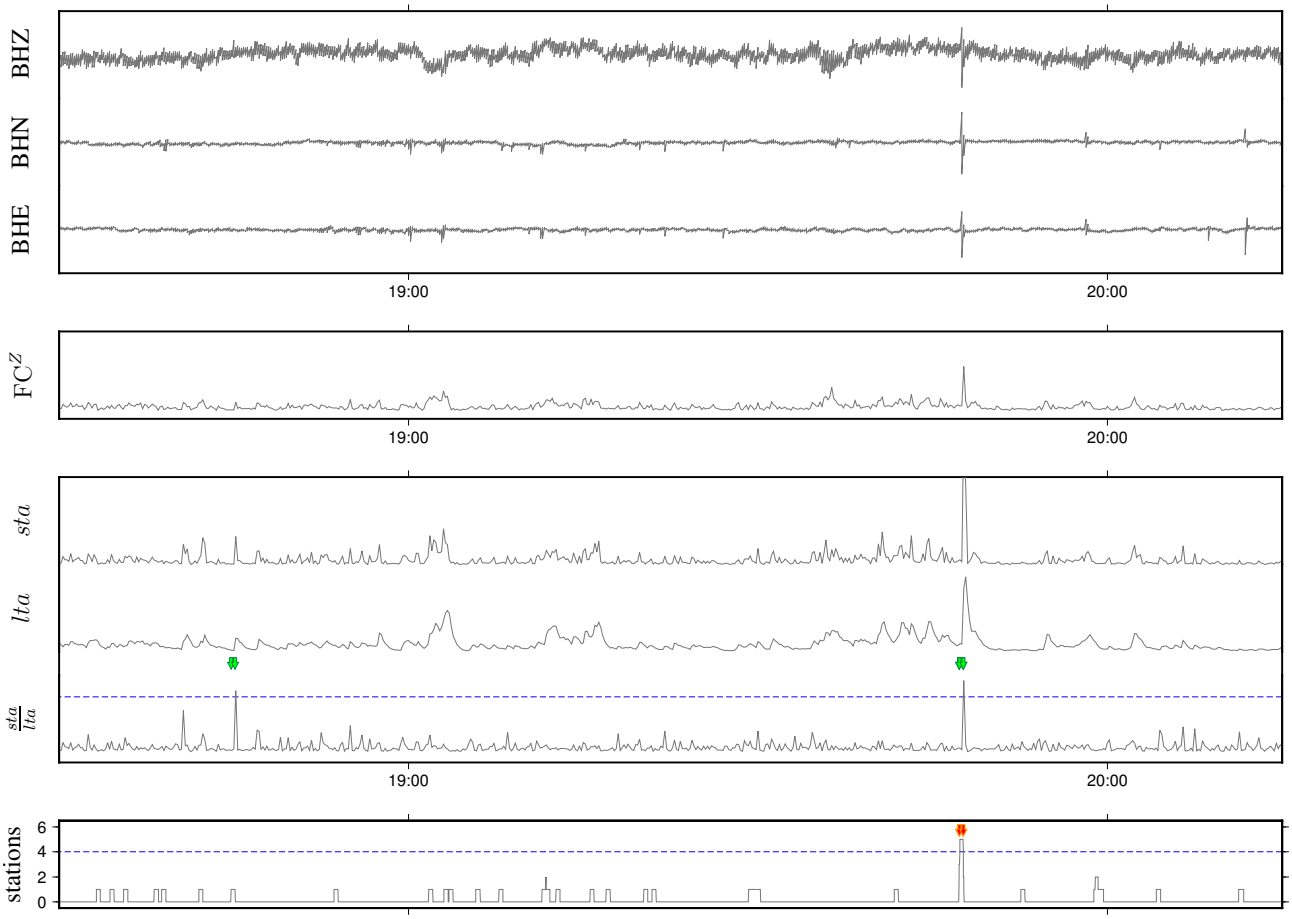


Figure III.1-11 – Illustration de la méthode de détection des séismes par $\frac{sta}{lta}$, exemple d'un séisme détecté le 26 novembre 2013 à 19h47. Les traces sismiques brutes verticale (BHZ) et horizontales (nord-sud : BHN ; est-ouest : BHE) sont enregistrées à la station PLUM. La fonction $\frac{sta}{lta}$ est construite à partir des moyennes à court terme sta (0,5 s) et à long terme lta (30 s) de la fonction caractéristique FC^{Z}. Les flèches vertes indiquent que le ratio $\frac{sta}{lta}$ est supérieur au seuil de détection, marquant des détections potentielles de séismes. Les flèches rouges indiquent qu'au moins 4 stations ont détecté en même temps l'événement.

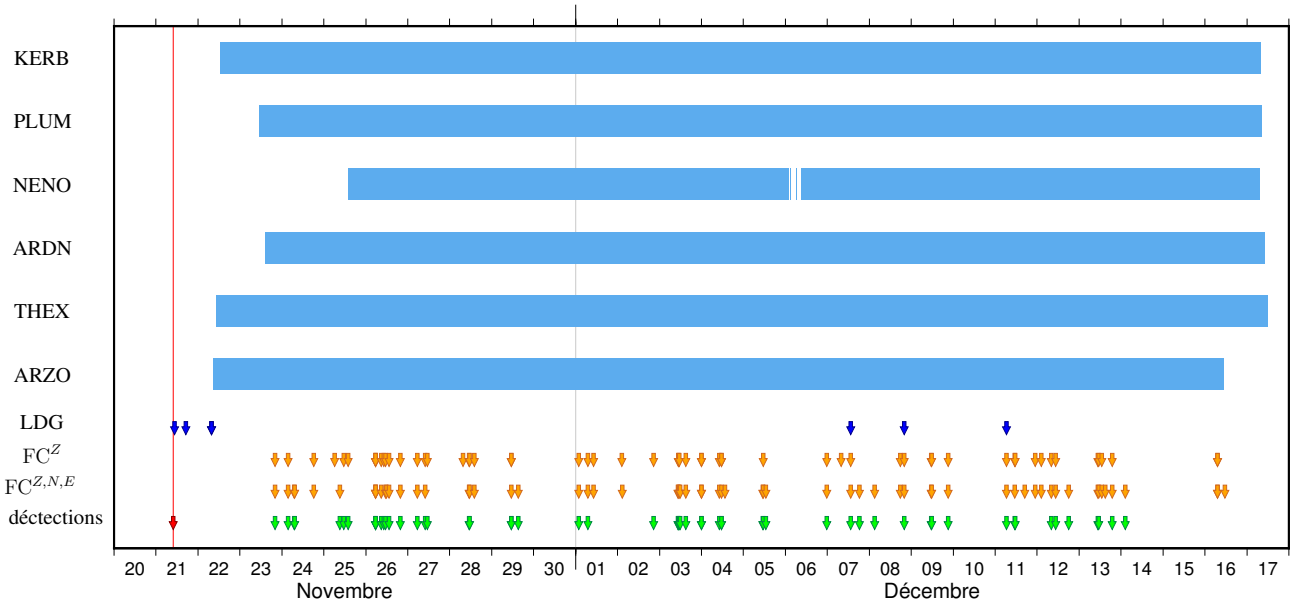


Figure III.1-12 – Détection des événements sismiques pendant la campagne post-séisme de Vannes. Les bandes bleues claires indiquent la disponibilité des données des 6 stations, après le choc principal du séisme de Vannes (trait et flèche rouge). En bleu, les événements enregistrés par le LDG. En orange, 77 détections différentes dont 59 détections pour FC^{Z} et 64 détections pour $FC^{Z,N,E}$. En vert, les 58 événements locaux (excluant les séismes lointains, hors du réseau et les données très bruitées).

hautes fréquences, spécifiques des séismes de faible magnitude.

Quand plusieurs stations détectent l'arrivée d'un train d'ondes quasi simultanément, avec un écart de ±10 s (c.-à-d. pour des différences de distances hypocentrales inférieures à ~ 60 km), un événement sismique est fortement suspecté. Travailler ainsi en réseau, permet de détecter des événements cohérents spatialement. Dans notre cas, un minimum de 4 stations sur 6 définit une détection (figure III.1-11).

En considérant uniquement les composantes verticales, FC^{Z}, 59 événements sont détectés ; avec l'ensemble des composantes, $FC^{Z,N,E}$, on obtient 64 détections (en orange sur la figure III.1-12). En fusionnant les deux, on dénombre 77 événements distincts. Par détermination visuelle et en soustrayant les téléséismes et séismes régionaux, 58 événements locaux sont retenus (en vert sur la figure III.1-12). Enfin, après dépouillement des données, 48 événements proches du réseau de station sont identifiés, dont 36 séismes (incluant les 3 séismes détectés début décembre par le réseau du LDG, figure III.1-12) et 12 tirs de carrières.

Je tiens à remercier ici Mélanie Drilleau, Ianis Gaudot et Éric Beucler d'avoir contribué, en pointant manuellement les temps d'arrivées des ondes P_g et S_g de ces 48 événements,

à la construction d'un jeu de donnée robuste, dont les incertitudes sont affranchies de la subjectivité d'un seul analyste.

Traitement et dépouillement des données

Sommaire

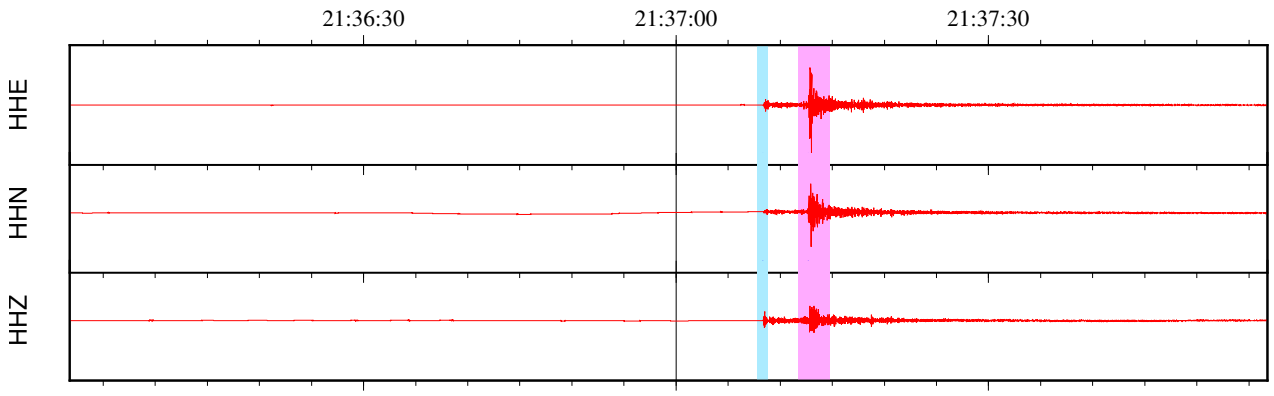
2.1 **Le prétraitement de données** . . . 169
2.1.1 Le découpage des données . . . 169
2.1.2 La déconvolution de la réponse instrumentale . . . 172
2.1.3 Le filtrage des données . . . 174
2.2 **Le dépouillement manuel des données** . . . 175
2.2.1 L'acquisition des pointés sur les sismogrammes . . . 176
2.2.2 L'utilisation de la kurtosis . . . 177
2.2.3 L'utilisation du bulletin . . . 177
2.2.4 Les incertitudes sur les temps d'arrivées . . . 178
2.2.5 La lecture des temps d'arrivées des ondes . . . 180
2.3 **Les pointés 2011–2013** . . . 180

Avant de lire sur les sismogrammes les quatre types d'ondes de volume P_g, S_g, P_n et S_n nécessaires à la détermination non-linéaire des paramètres hypocentraux et structuraux, nous exposons ici l'ensemble de la phase de prétraitement des données (figure III.2-1).

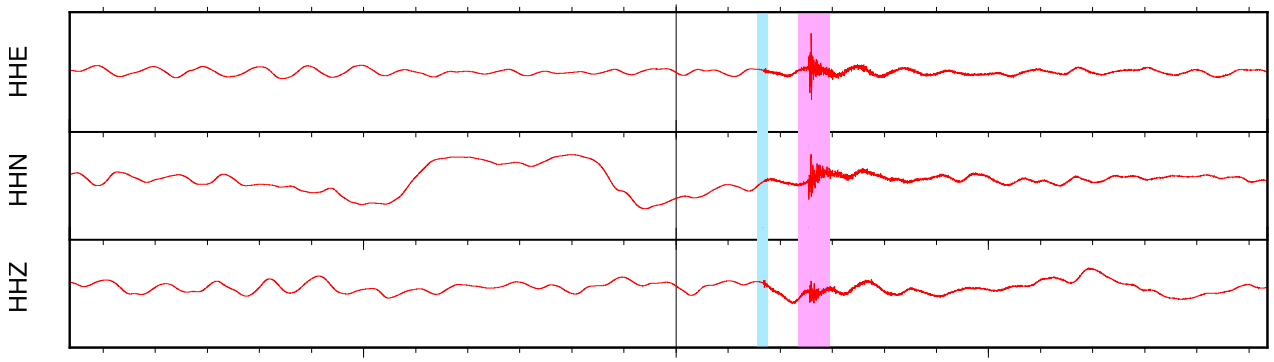
2.1 Le prétraitement de données

2.1.1 Le découpage des données

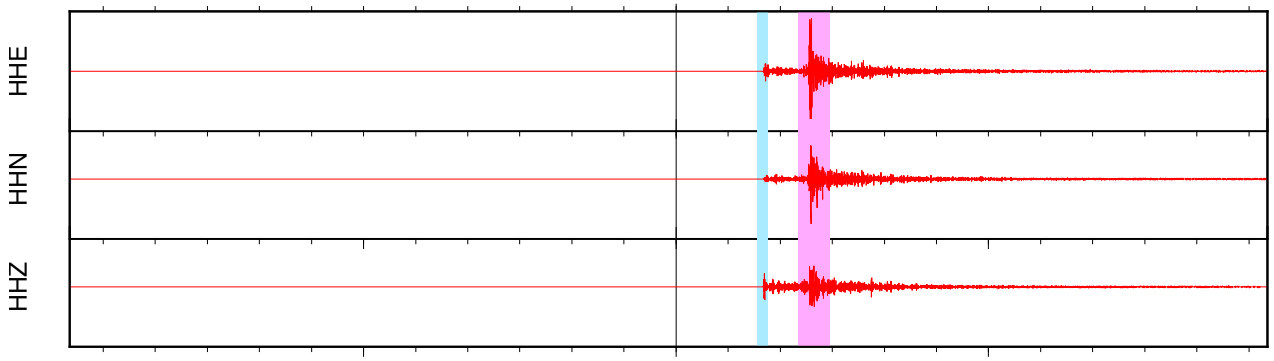
Les sismogrammes sont extraits des données brutes stockées par tranche de 24 h au format MiniSEED. Chaque sismogramme prélevé a une durée de 6 minutes afin d'inclure l'ensemble des arrivées d'ondes attendues à l'échelle du Massif armoricain. Il débute deux minutes avant le temps théorique d'arrivées des ondes P_g issu d'un catalogue (bulletins nationaux ou locaux)



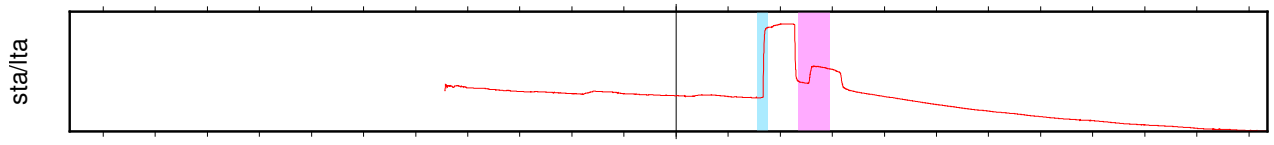
(a) Donnée brute ;



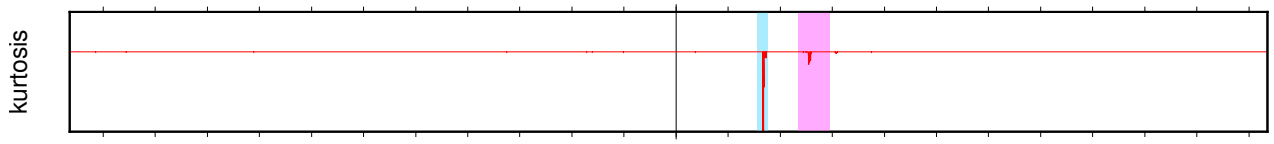
(b) Donnée déconvoluée de la réponse instrumentale filtrée entre 2 et 30 Hz – déplacement ;



(c) Donnée déconvoluée de la réponse instrumentale filtrée entre 2 et 30 Hz – accélération ;

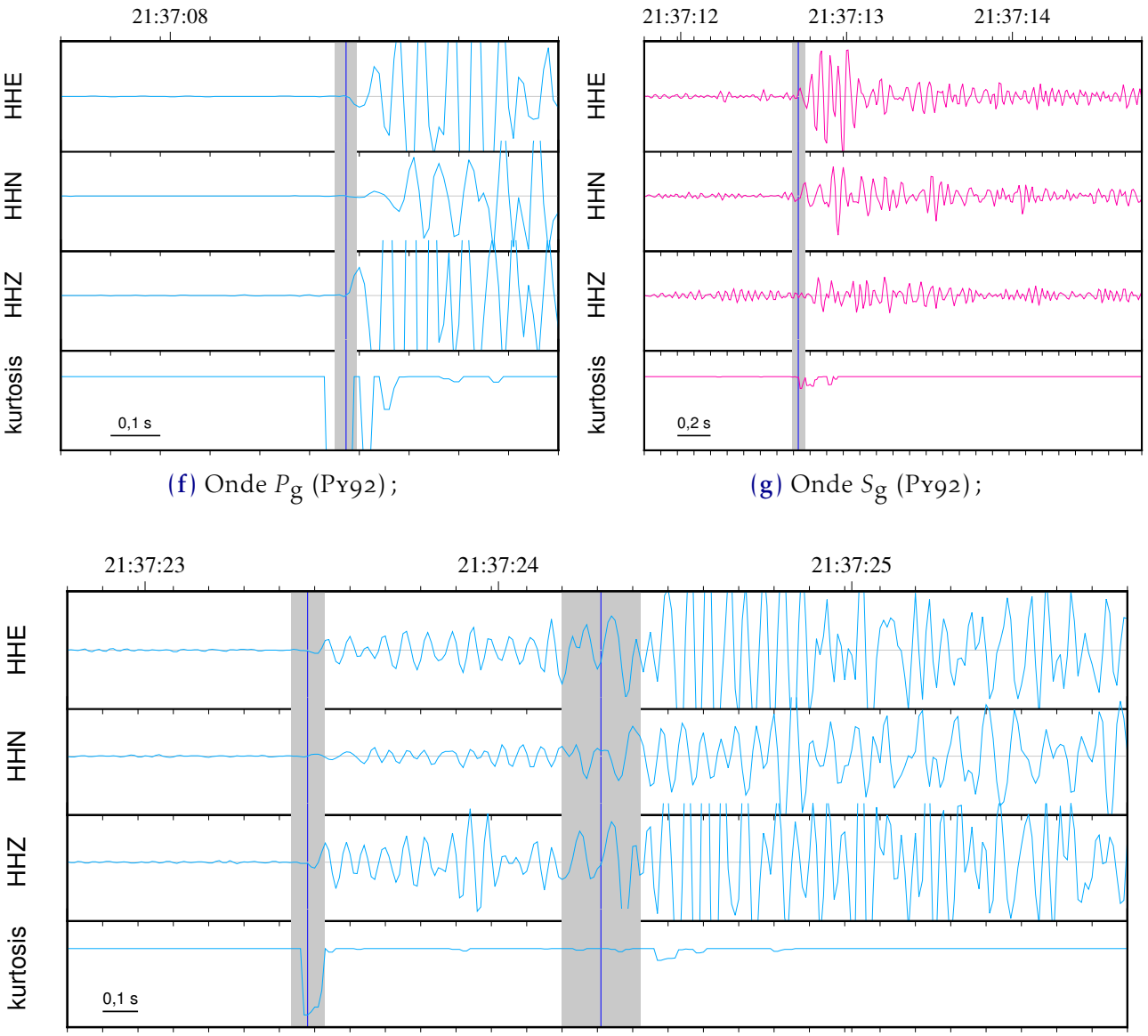


(d) Ratio de la moyenne à court terme – 30 s – sur la moyenne long terme – 0,5 s ;



(e) Fonction caractéristique calculée à partir de la kurtosis (*cf.* section III.2.2.2) ;

– *légende page suivante.*



(f) Onde P_g (Py92) ; **(g)** Onde S_g (Py92) ;

(h) Ondes P_n à gauche et P_g à droite (Py95).

Figure III.2-1 – Traitement des données et lecture du temps d'arrivées des ondes sur un sismogramme : exemple du séisme du 3 juillet 2013 à 21 h 37, au sud-est de Saint-Malo ($M_L = 2,8$) enregistré par la station Py92 (figures de a à g) dont la distance hypocentrale est de 35 km et par la station Py95 (figure h) dont la distance hypocentrale est de 135 km. Sur les figures f à h, les temps d'arrivées d'ondes sont indiqués par un trait bleu et les incertitudes (1σ) par un bandeau gris.

et termine quatre minutes après (laissant la place à l'étude de la coda de l'onde S_g pour la définition de la magnitude de durée, le cas échéant). Ces extractions sont effectuées sur l'ensemble des stations et des composantes disponibles, à l'aide d'un script écrit en langage Python (module ObsPy, Beyreuther & coll., 2010), développé en collaboration avec Ianis Gaudot. Ce script pointe rapidement la donnée à extraire dans une large arborescence de fichiers, permet la gestion d'anomalies (trous, redondances de données, *etc*) et converti le

sismogramme dans un *format de travail*, le format SAC (Goldstein & coll., 2003).

2.1.2 La déconvolution de la réponse instrumentale

La déconvolution de la réponse instrumentale est une étape de traitement fondamentale en sismologie. Elle s'applique sur les données brutes (dont l'amplitude n'est pas exprimée dans une unité physique) et consiste à retirer de ces enregistrements les effets du sismomètre, afin de définir la quantité observable d'intérêt en restituant le mouvement du sol. Le retrait de la réponse instrumentale d'un vélocimètre convertit alors le sismogramme en vitesse de déplacement du sol, exprimée en $m.s^{-1}$ (dans la convention MiniSEED) ou en $nm.s^{-1}$ (dans la convention SAC). En intégrant ce signal, on obtient le déplacement du sol, en le dérivant, l'accélération du sol.

La réponse instrumentale fait ainsi référence à l'ensemble de la chaîne d'acquisition du signal. Dans le capteur, la mesure de la position d'une masse, par rapport au sol, est réalisée par le transducteur (couple aimant/bobine) transformant par induction un déplacement en tension électrique, dont la valeur est proportionnelle à la vitesse du sol. Le signal analogique enregistré en V est d'abord amplifié, puis filtré avec un filtre anti-repliement analogique. Il est ensuite converti en signal numérique, avant d'être filtré et sous-échantillonné plusieurs fois. L'ensemble de ces caractéristiques sont aujourd'hui renseignées dans des fichiers de métadonnées, conservant l'historique de la station, nommées *RESPfiles*. Ce sont ces fichiers qui sont utilisés lors de la déconvolution de la réponse instrumentale. Un soin important doit être apporté à la génération de ces fichiers de réponse instrumentale, afin d'éviter par exemple toutes confusions entres les générations de capteurs, les différentes conventions entre les constructeurs ou le mauvais encodage d'un caractère numérique.

L'ensemble des sismogrammes utilisé dans ce travail a été déconvolué de la réponse instrumentale à l'aide du logiciel EvalResp (Instrumental Software Technologies, Inc.). Afin de privilégier les fréquences les plus fortes favorisant la lecture des arrivées d'ondes de séisme locaux de faible magnitude, ces sismogrammes sont convertis en accélération (figure III.2-1c). Il est important de représenter en amplitude (figure III.2-2), ainsi qu'en phase (figure III.2-3), la réponse instrumentale d'une station lorsqu'on est amené à l'utiliser, afin de vérifier visuellement son comportement.

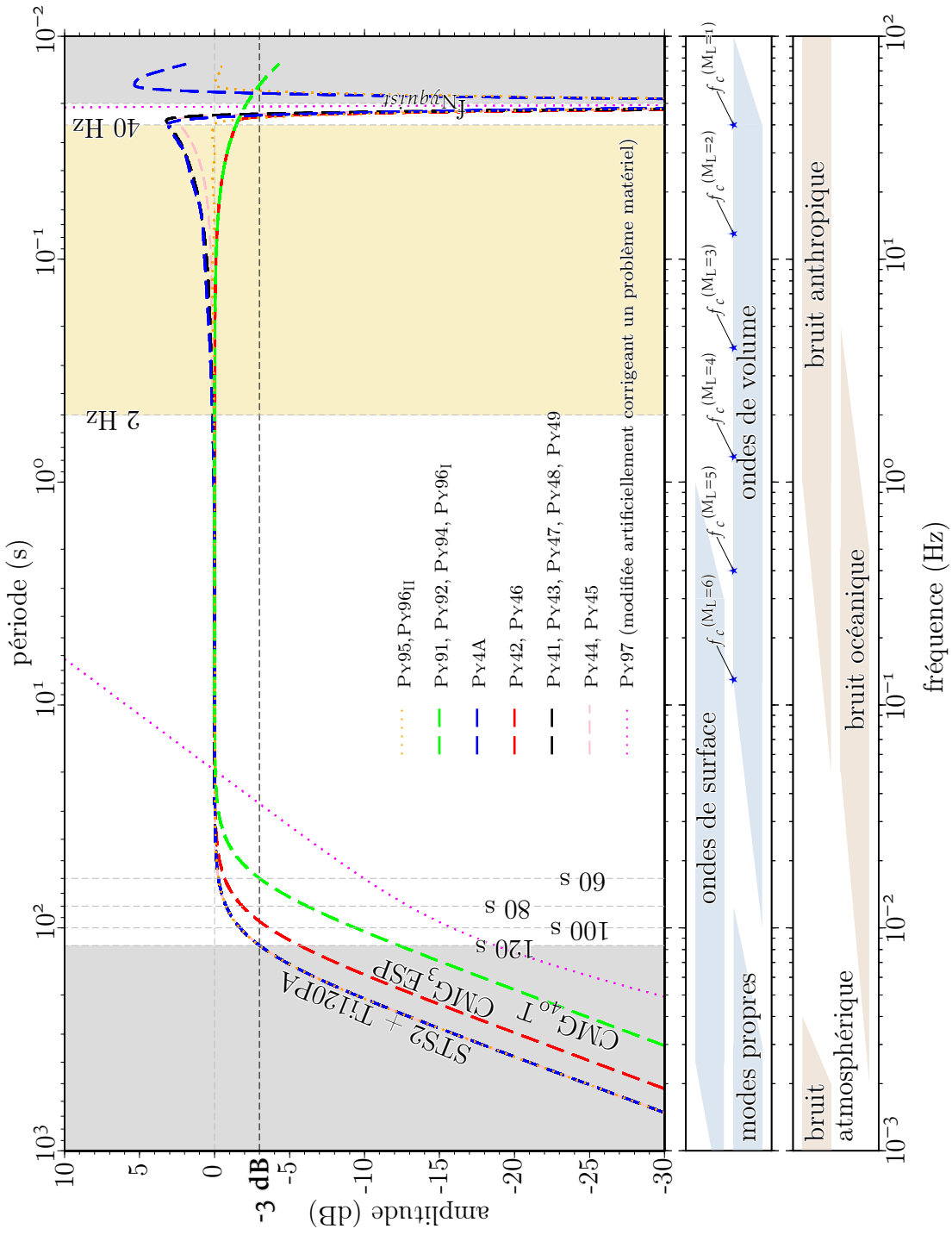


Figure III.2-2 – Réponses instrumentales (amplitude) du réseau PyrOPE Ouest pour l'ensemble des étages de gains (0 à 5) correspondants aux effets liés au capteur et à la numérisation. Les fonctions de transfert sont constantes entre 0,05 et 30 Hz, soit 20 et 0,03 s, pour l'ensemble des stations. En orange, est représentée une zone préférentielle de travail pour l'étude des séismes locaux et régionaux, hors de l'influence du bruit océanique. $Py96_I$ et $Py96_{II}$ correspond à la station avant et après septembre 2012 (changement de matériel). Les fréquences coins des ondes de volume des séismes de magnitudes M_L allant de 1 à 6 sont représentées (d'après Lee & Stewart, 1981). Les fréquences de coupure des capteurs varient entre 60 s et 120 s pour −3 dB. Les réponses instrumentales sont extraites des métadonnées à l'aide du logiciel JEvalResp (INstrumental Software Technologies, Inc.).

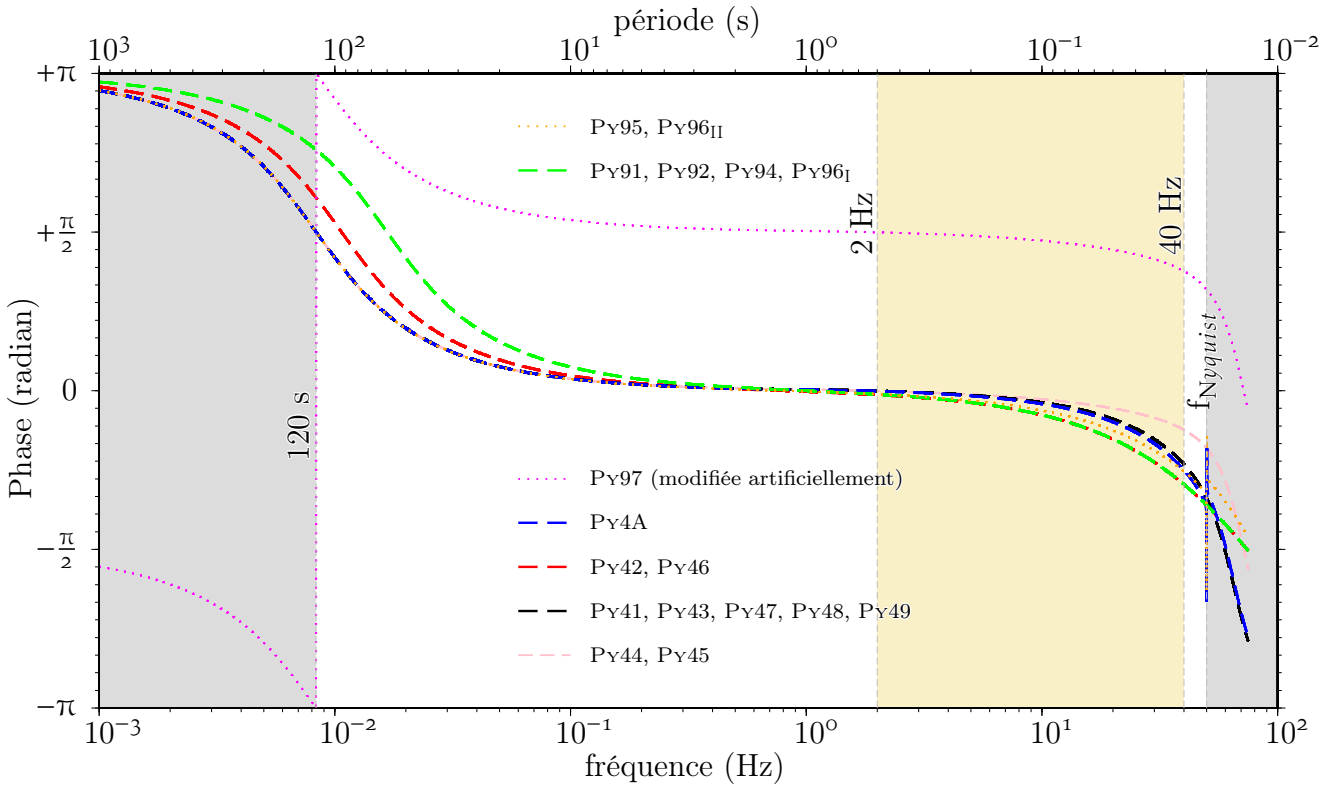


Figure III.2-3 – Réponses instrumentales (phase) du réseau PYROPE Ouest pour l'ensemble des étages de gains (0 à 5) correspondants aux effets liés au capteur et à la numérisation (même légende que la figure précédente).

2.1.3 Le filtrage des données

Afin d'isoler, dans un sismogramme, la gamme de fréquences caractéristique des séismes locaux et régionaux, les signaux sont filtrés entre 2 et 30 Hz (figures III.2-1b et III.2-1c). En effet, les fréquences coins des ondes de volume des séismes proches et de magnitude locale $M_L < 4$ sont supérieures à 1 Hz (figure III.2-2 et Lee & Stewart, 1981, équations 2.4, 2.5 et figure 4). La valeur minimale de 2 Hz, permet de s'affranchir au mieux de l'influence du bruit océanique, d'amplitude maximale entre 0,05 et 0,5 Hz (p. ex., Beucler & coll., 2015). La valeur maximale de 30 Hz [1], correspond au respect du théorème d'échantillonnage de Nyquist-Shannon [2] pour un signal dont la fréquence d'échantillonnage est de 100 Hz.

La nature des enregistrements sismiques – à la fois discrets et tronqués – rendent impossible la réalisation de filtres idéaux (construits à l'aide de fonctions fenêtres) impliquant des

1. Pour les stations ayant une fréquence d'échantillonnage inférieure à 100 Hz, cette valeur est abaissée en conséquence.
2. Le théorème d'échantillonnage de Nyquist-Shannon stipule que la période d'un phénomène périodique n'est calculable que si le phénomène est observé plus de deux fois par période.

oscillations près des bords (connues sous le nom de phénomène de *Gibbs*). Le filtre linéaire de type *Butterworth* constitue une bonne approximation de ces filtres. C'est un filtre causal et déphasant. Ce filtrage est appliqué aux données, avec un ordre 2, à l'aide du logiciel SAC (Seismic Analysis Code, Goldstein & coll., 2003).

Concernant les données de la campagne post-séisme de Vannes, toutes les étapes de prétraitement sont décrites en Annexe B.

2.2 Le dépouillement manuel des données

Le dépouillement manuel des données consiste en la lecture manuelle des temps d'arrivées des différents type d'ondes. On parle alors de *pointer* les temps d'arrivées. C'est un travail minutieux mais néanmoins essentiel, car bien que les méthodes automatiques de pointés soient toujours en amélioration (Vassallo & coll., 2012 ; Grigoli & coll., 2013), aucun algorithme ne peut remplacer l'œil du sismologue qui demeure l'outil le plus fiable pour lire les données. Lomax & coll. (2012) admettent que « l'œil humain identifie facilement un changement d'amplitude ou de fréquence dans un signal, même en présence de forts niveaux de bruit. »

D'une manière générale, la forme d'une onde sismique est le produit de convolution de plusieurs fonctions : la fonction source du séisme, le diagramme de rayonnement, la dispersion, l'atténuation, les interférences avec d'autres phases, le rapport signal sur bruit au niveau du site d'enregistrement et les caractéristiques propre au système d'enregistrement. Ainsi la superposition de ces composants peut conduire à des formes d'onde très complexes dans le cas d'enregistrements locaux et régionaux à hautes fréquences. De plus, à cette échelle les différents types d'ondes se présentent dans un court laps de temps. Certaines phases arrivent alors dans la coda d'une autre et il est difficile de les distinguer ou de les pointer. Simon (1981), Kulhánek (1990), Borman & coll. (2002) et Diehl & Kissling (2007) fournissent un aperçu général de l'interprétation des sismogrammes.

2.2.1 L'acquisition des pointés sur les sismogrammes

L'onde P est la première phase lue sur un sismogramme, elle est souvent impulsive (p. ex., figure III.2-1f) et préférentiellement enregistrée sur la composante verticale. L'onde S_g arrive plus tard et se retrouve donc souvent « noyée » dans la coda de l'onde P_g ou d'autres phases. Cette onde se distingue de l'ensemble du signal, car elle possède généralement la plus grande amplitude dans ce domaine de fréquences. L'onde S_g est préférentiellement enregistrée sur les composantes horizontales du sismomètre et est immédiatement suivie de l'onde L_g constituée d'une superposition d'ondes S piégées dans la croûte et multiplement réfléchies avec un angle d'incidence supérieur à l'angle critique.

Exemple 3

Pour un retard de l'onde S_g sur l'onde P_g, noté $\mathcal{T}_{S_g} - \mathcal{T}_{P_g}$, on peut écrire d'après les équations du problème direct (tableau II.2-1) que

$$\mathcal{T}_{S_g} - \mathcal{T}_{P_g} = \left(t_o + \frac{\Delta_h}{\beta}\right) - \left(t_o + \frac{\Delta_h}{\alpha}\right) = \Delta_h \left(\frac{\alpha - \beta}{\alpha\beta}\right), \tag{III.2-1}$$

avec α la vitesse de l'onde P_g, β la vitesse de l'onde S_g et Δ_h la distance hypocentrale. Si l'on pose $\alpha = 6$ km.s^{-1} et un rapport $\frac{\alpha}{\beta}$=1,73,

$$\Delta_h \,[\text{km}] = \left(\mathcal{T}_{S_g} - \mathcal{T}_{P_g}\right)\left(\frac{\alpha\beta}{\alpha - \beta}\right) \simeq 8\left(\mathcal{T}_{S_g} - \mathcal{T}_{P_g}\right). \tag{III.2-2}$$

Ainsi, pour un retard $\mathcal{T}_{S_g} - \mathcal{T}_{P_g}$ inférieur à 13 secondes, la distance épicentrale (inférieure à la distance hypocentrale) n'excède pas une centaine de kilomètres et les ondes directes précédent inéluctablement les ondes réfractées. Pour les ondes réfractées et une profondeur de Moho de 30 km, on obtient avec le même raisonnement :

$$\Delta_h \,[\text{km}] \simeq 12 \pm 1\left(\mathcal{T}_{S_n} - \mathcal{T}_{P_n}\right). \tag{III.2-3}$$

Cependant une variation de deux ou trois kilomètres de la profondeur du Moho peut faire varier ce coefficient de plusieurs unités.

Pour identifier les différentes phases, le principe est de déterminer un schéma cohérent d'abord pour une station, puis, dans un second temps, entre les différentes stations. Si l'arrivée de l'onde P et de l'onde S_g sont proches, alors la distance hypocentrale est faible (*cf.* exemple 3) et aucune phase réfractée n'est enregistrée. On identifie donc ces deux phases comme des arrivées directes, P_g et S_g. Pour une profondeur de la discontinuité de Mohorovičić

z_n = 30 km et des vitesses sismiques dans la croûte et le manteau de 6 et 8 km.s^{-1}, les premières ondes réfractées sur le Moho sont enregistrées à partir d'une distance épicentrale comprise entre 50 km pour un séisme profond et 75 km pour un séisme superficiel. Les ondes P_n succèdent alors les ondes P_g de 2 à 5 s. En fonction de la profondeur du séisme, les ondes réfractées et les ondes directes se retrouvent enregistrées à une station simultanément pour une distance épicentrale comprise entre 100 et 160 km. Au delà de ces distances, les ondes réfractées précèdent les ondes directes. L'onde P_n se caractérise alors par sa faible amplitude par rapport à l'onde P_g. Pour pointer une onde réfractée, il est important de regarder la polarité – ou premier mouvement – des ondes. Si l'onde directe a un mouvement vers le haut, l'onde réfractée doit impérativement présenter un mouvement inverse, ici vers le bas (figure III.2-1h).

2.2.2 L'utilisation de la kurtosis

Afin de faciliter la lecture des temps d'arrivées, une fonction caractéristique est définie à partir de la kurtosis [1] moyenne de trois composantes du sismogramme, calculée à l'aide d'une fenêtre glissante. La taille de cette fenêtre glissante est fixée empiriquement à 2,5 s. Avant l'arrivée de l'onde, le sismogramme se compose d'un bruit gaussien et la kurtosis est faible. À l'arrivée de l'onde, le signal devient plus cohérent et la distribution des échantillons, sur une petite fenêtre temporelle, perd ce comportement gaussien, la kurtosis prend alors des valeurs beaucoup plus fortes. Une fonction caractéristique est ensuite évaluée en suivant une série d'étapes de traitement du signal présentée par Baillard & coll. (2014). Affichée en même temps que les trois composantes du sismomètre, elle est un guide robuste pour l'analyste, définissant généralement une zone restreinte autour de l'arrivée d'une onde (figure III.2-1e).

2.2.3 L'utilisation du bulletin

Un moyen trivial de guider la lecture des temps d'arrivées est d'afficher, pendant le dépouillement, les pointés d'un catalogue lorsqu'il existe. Ceci peut être utile pour enrichir ce catalogue d'autres phases, par exemple.

Par ailleurs, si la station n'a pas déjà été pointée pour l'événement considéré – comme c'est généralement le cas – mais qu'un épicentre préliminaire existe, il est possible de définir

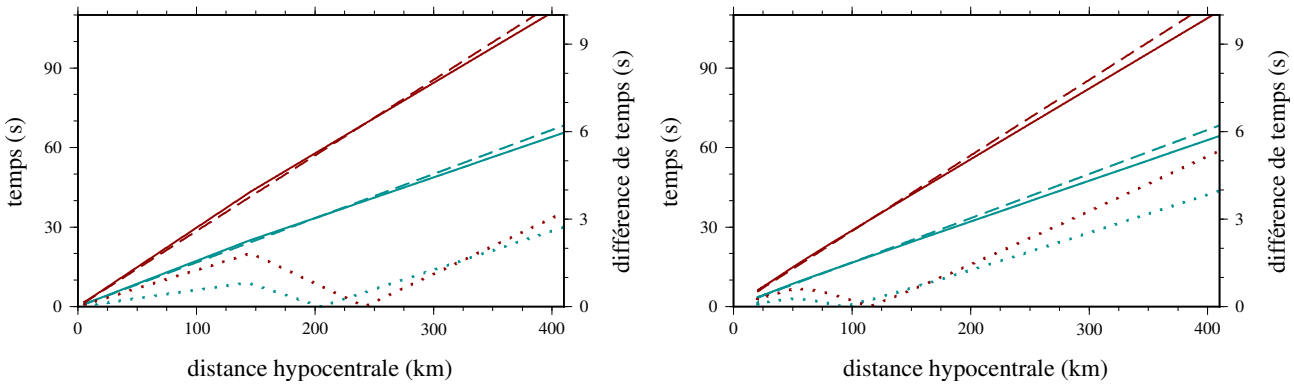
1. La kurtosis non normalisée, ou moment centré réduit d'ordre quatre, correspond à une mesure de l'aplatissement d'une distribution de probabilité.

des temps théoriques d'arrivée des ondes à partir de cette localisation préliminaire et en fixant un modèle de Terre. Afin de ne pas propager trop d'incertitudes, seules les arrivées théoriques des ondes directes sont calculées. On observe sur la figure III.2-4 que, quelle que soit la structure choisie, les différences entre les pointés sont inférieures à 5 s. Les pointés théoriques peuvent donc aider, au premier ordre, la lecture d'un sismogramme. Toutefois, le pointé réel, estimé par l'observateur, peut s'éloigner conséquemment du pointé théorique dans le cas où le modèle de Terre est différent, ou bien si la localisation préliminaire du séisme est fortement erronée.

2.2.4 Les incertitudes sur les temps d'arrivées

L'évaluation des incertitudes sur la lecture manuelle des données n'est pas un sujet fréquemment abordé dans la littérature (lire p. ex., Husen & Hardebeck, 2010 ; Diehl & Kissling, 2007 ; Diehl & coll., 2009). La première manière d'évaluer une incertitude robuste sur les données est de faire pointer les sismogrammes par plusieurs observateurs.

Une seconde manière de procéder est de formuler, lors de la lecture même de l'onde, une fonction de densité de probabilité sur le pointé (figure III.2-5), notée $\mathrm{P}_a(t)$. Dans un premier temps, nous choisissons une distribution normale centrée sur le temps d'arrivée le plus probable t_A pour définir cette densité de probabilité, $\mathrm{P}_a(t_\mathrm{A}) = \max \mathrm{P}_a$. Il reste à évaluer la variance de cette loi normale.



(a) Pour un séisme à 5 km de profondeur ; (b) Pour un séisme à 20 km de profondeur.

Figure III.2-4 – Temps d'arrivées des ondes P (en bleu) et S (en rouge) issus de différents modèles de Terre en fonction de la distance hypocentrale. Les traits pleins sont définis avec le modèle de Terre *iasp*91 (Kennett & Engdahl, 1991) calculé par le logiciel TauP (Crotwell & coll., 1999). Les traits tiretés sont définis avec un modèle simple, avec une vitesse constante pour les ondes P de 6 km.s^{-1}et un rapport de vitesse $\frac{\alpha}{\beta}$ de 1,71. Les différences entre les deux modèles sont indiquées en trait pointillé.

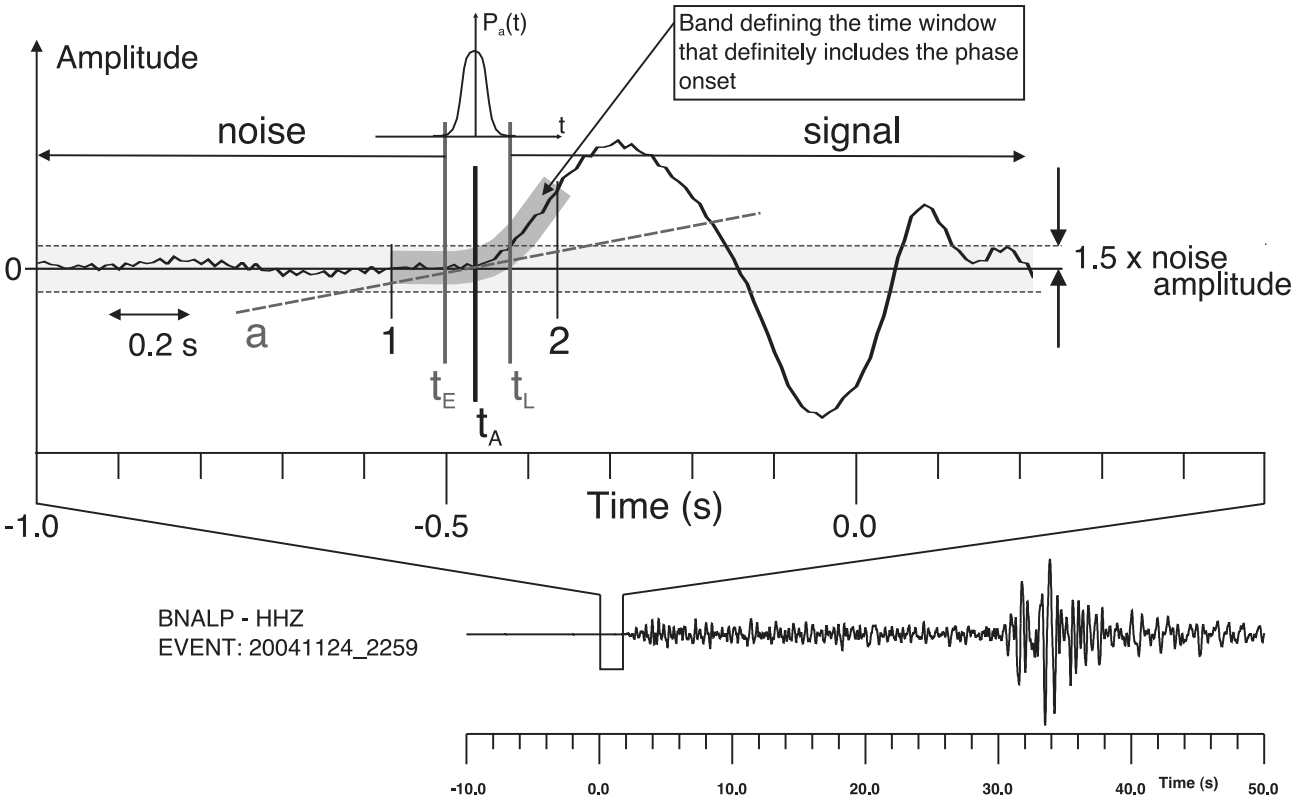


Figure III.2-5 – Lecture de l'incertitude sur un pointé (d'après Diehl & Kissling, 2007). L'arrivée probable la plus précoce est notée t_E et la plus tardive t_L ; le temps d'arrivée la plus probable t_A se trouve au centre de l'intervalle définie par t_E et t_T. La bande grise entre la position « 1 » et « 2 » définit une fenêtre temporelle qui inclu nécessairement le pointé. Mais la position « 1 » est raisonnablement trop précoce pour être choisie comme t_E et la position « 2 » est trop tardive pour t_L.

Au sein d'un intervalle raisonnable et volontairement élargi (entre la position « 1 » et « 2 » sur la figure III.2-5), on note l'arrivée probable la plus précoce t_E (pour « earliest » en anglais) et l'arrivée probable la plus tardive t_L (pour « latest » en anglais). Hors de l'intervalle défini par ces deux valeurs, la probabilité est nulle ($P_a(t) = 0, \forall t \notin [t_E, t_L]$). t_L peut simplement être déterminé comme l'instant à partir duquel le signal possède une amplitude supérieure à 1,5 fois la moyenne des amplitudes du bruit de fond avant l'arrivée de l'onde (figure III.2-5). t_E est plus difficile à caractériser ; Diehl & Kissling (2007) et Diehl & coll. (2009) proposent de définir t_E comme l'instant le moins précoce pour lequel la tangente du signal lissé (ligne « a » dans la figure III.2-5) possède encore une pente nulle ou quasi nulle.

Pointer un sismogramme en utilisant la procédure de Diehl & Kissling (2007) et Diehl & coll. (2009) est à la fois long et complexe. En pratique, et pour alléger le processus, le temps d'arrivée le plus probable t_A est pointé par l'observateur. Souvent, le dépouillement des données s'arrête à cette étape et aucune incertitude n'est lue. Dans notre cas, l'analyste

définit ensuite un écart-type établissant une distribution normale de probabilité associée à la donnée, grâce à un second pointé relatif au premier (p. ex., figure III.2-1f à h). Pour cela, il garde à l'esprit les définitions de t_E et t_L, sans pour autant les pointer.

2.2.5 La lecture des temps d'arrivées des ondes

En pratique, les pointés sont effectués à l'aide du logiciel SAC. Les trois composantes (Z, N, E) du sismogramme et la kurtosis sont affichées simultanément. L'onde P_g est identifiée avec le marqueur T1 et la mesure d'incertitude relative est donnée par le marqueur T2 ; de la même façon l'onde S_g utilise les marqueurs T3 et T4, l'onde P_n les marqueurs T5 et T6 et l'onde S_n les marqueurs T7 et T8. Les ondes *P* sont principalement lues sur la trace verticales, alors que les ondes *S* sont définies sur les deux traces horizontales. La kurtosis guide la lecture globale du sismogramme sans pour autant définir précisément les temps d'arrivées des ondes. Un coefficient de qualité w^q (Buland, 1976), prenant une valeur entre 0 et 4, peut être valorisé. Par défaut, je ne l'utilise pas et fixe systématiquement w^q à 0, estimant que cette information est déjà contenue dans l'incertitude lue avec le pointé. Les temps d'arrivées des ondes sont en temps universel (TU), qui correspond à l'heure d'hiver moins une heure ou l'heure d'été moins deux heures en France métropolitaine.

2.3 Les pointés 2011–2013

Après fusion des deux bulletins du LDG et du RéNaSS, on dénombre 381 séismes pour la période 2011–2013 (*cf.* section III.1.2). Or, pour relocaliser précisément ces événements, j'ai estimé nécessaire un minimum de 5 stations du réseau temporaire PyrOPE, réduisant ainsi le nombre d'événements à 306, entre le 22 mars 2011 et le 30 septembre 2013 (soit 2 ans, 6 mois et 8 jours).

Le dépouillement des données conduit à la lecture de 6 454 pointés et de leurs incertitudes pour 304 séismes [1] sur 33 stations des réseaux temporaires et permanents. La majorité de ces pointés sont des ondes compressives directes P_g (figure III.2-6). Les deux tiers des phases P_g sont accompagnées de la lecture d'une onde S_g. Seul 12 % des ondes lues sur les

1. Le séisme du 2 juin 2011 à 9h36 n'a pas été relocalisé, car trop peu de données sont disponibles pour cet événement ; le séisme du 8 avril 2012 à 3h19 est présent deux fois, en effet pour cet événement plus de 300 km séparent les épicentres des bulletins du LDG et du RéNaSS.

sismogrammes sont réfractées sur le Moho et 85% d'entre elles sont des ondes compressives P_n.

La répartition des pointés sur le réseau met en évidence le rôle relatif des différentes stations. Sur la figure III.2-7a, les stations PY26 à PY49 sont rangées par valeur, suivant leur installation du sud vers le nord ; les stations PY91 à PY96 sont rangées suivant leur installation d'ouest en est. Les stations ayant le plus participé à la localisation des séismes se retrouvent au centre du réseau (figure III.1-5). On note l'apport non négligeable des stations du réseau britannique avec notamment CCA1, DYA et JSA surtout. Parmi les stations du réseau permanent, la station RENF ne permet pas l'acquisition de nombreuses données, malgré sa position centrale dans le Massif armoricain. Beaucoup de bruit est présent sur les sismogrammes de cette station, ainsi pendant l'ensemble de l'expérience PYROPE, deux ondes réfractées seulement y sont lues. Quelle que soit la phase, les incertitudes sur les pointés sont comprises entre 0,005 s (le double de la fréquence d'échantillonnage) et 1 s (figure III.2-7). La médiane des incertitudes pour les ondes P est de 0,05 s, alors qu'elle est de 0,1 s pour les ondes S. Les incertitudes des ondes réfractées et directes (P_g et P_n ou S_g et S_n) sont relativement semblables entre elles.

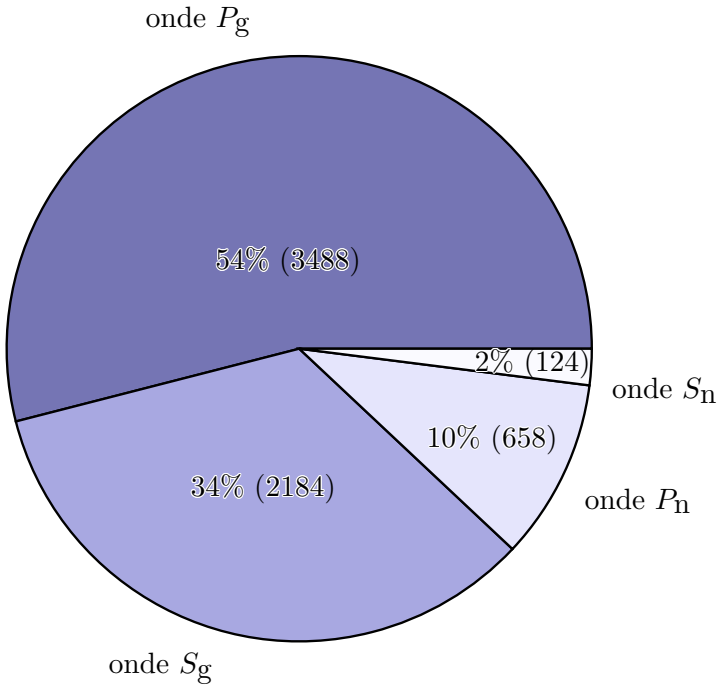
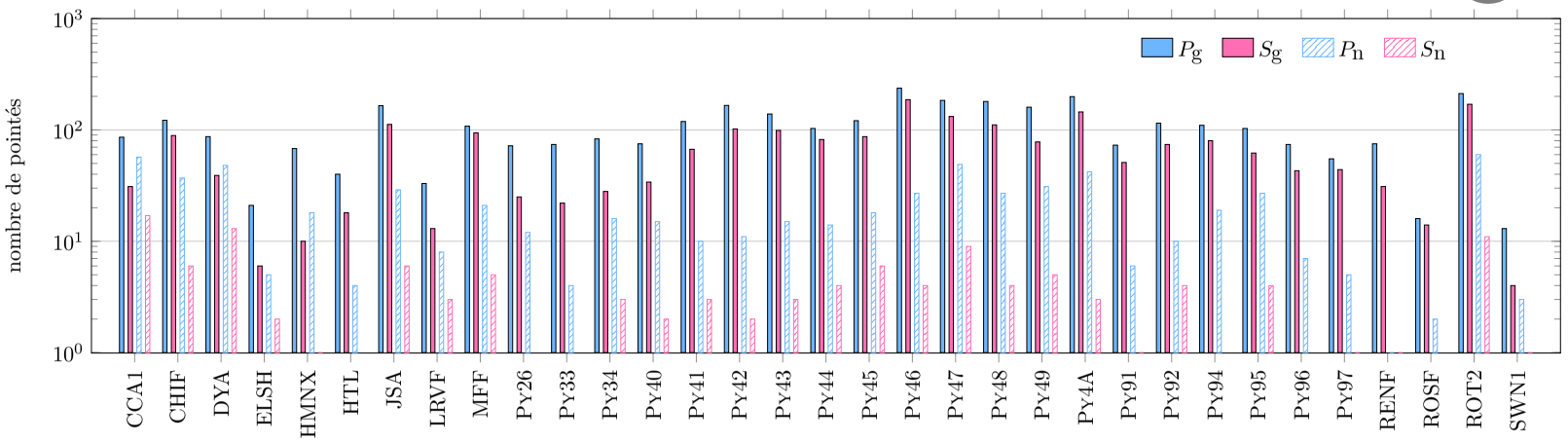
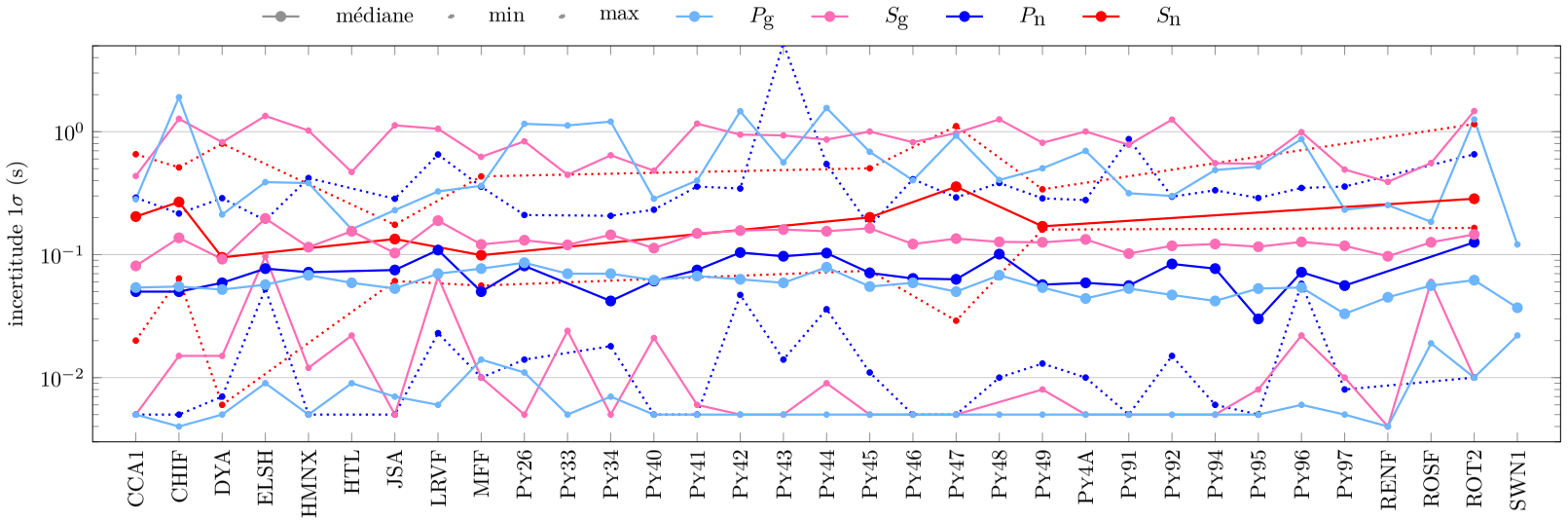


Figure III.2-6 – Répartition du nombre de pointés en fonction de la phase.



(a) Nombre de pointés par station et par type d'ondes. Les barres pleines correspondent aux ondes directes et les barres hachurées aux ondes réfractées. Les ondes compressives sont en bleu et les ondes cisaillantes en fuchsia. On note que les stations du réseau PYROPE sont rangées dans l'ordre du sud vers le nord ; les stations ayant le plus participé à la localisation des séismes se retrouvent au centre du réseau ;



(b) Médianes et valeurs extrêmes des incertitudes sur les pointés par station et par type d'ondes.

Figure III.2-7 – Nombre de pointés et incertitudes associées par station et par type d'ondes. La station ROSF à remplacé la station ROT2 en juillet 2013.

De par leurs prises en compte dans l'expression de la vraisemblance liée au formalisme bayésien, ces incertitudes guident le processus de détermination stochastique des paramètres hypocentraux et structuraux en donnant plus ou moins de poids à chacune des données. Dans ces conditions, on observe que les ondes P_g, prépondérantes au dépouillement, participent derechef à la localisation des séismes par leurs faibles incertitudes.

chapitre IV

Relocalisation de la sismicité armoricaine entre 2011-2013

Préambule

Dans l'intention de contraindre au mieux les hypocentres des séismes, tout en dégageant un modèle de Terre cohérent, une stratégie en trois temps est développée. D'abord, les localisations individuelles des séismes sont présentées et comparées au bulletin. Puis, les événements sont repris au sein de relocalisations simultanées de plusieurs séismes, afin de définir une structure sismique apparente. Enfin, cette structure est exploitée lors de relocalisations individuelles avec un modèle de Terre restreint.

Localisations individuelles

Sommaire

1.1 De faibles résidus 190
1.2 Des localisations épicentrales précises 193
1.3 Une structure cohérente 200
1.4 Des profondeurs focales plus élevées 202
1.5 Les résidus aux stations 203
1.6 Le calcul de la magnitude de durée M_d 206

Dans cette partie, nous utilisons la méthode de détermination stochastique des paramètres hypocentraux et structuraux, développée pendant cette thèse, afin de localiser individuellement les 304 séismes du catalogue 2011-2013 issus de la fusion des bulletins du LDG et du RéNaSS en s'affranchissant des larges incertitudes qui règnent sur la structure sismique du Massif armoricain. Bien que chaque séisme soit localisé indépendamment, les résidus et les paramètres de structure seront regardés de manière globale.

L'utilisation de l'ensemble des modèles échantillonnés par la marche aléatoire dans la période stationnaire doit généralement être privilégiée afin de définir une incertitude formelle à partir de la fonction de densité de probabilité *a posteriori*. Cependant, pour des questions pratiques et dans le but d'exprimer une valeur représentative de la solution de chaque événement (pour p. ex., tracer une hodochrone ou comparer avec le bulletin), j'utilise dans la suite de ce chapitre une moyenne des valeurs de la distribution. La moyenne ($\pm 1\sigma$) des 100 ou des 1 000 meilleurs modèles (ceux ayant la fonction coût la plus faible) n'est pas affectée par des distributions asymétriques ou des valeurs extrêmes. Les hypocentres sont reportés en annexe A (tableau VI-1).

La valeur de la fonction coût est liée à la différence entre les données théoriques et observées bien sûr, mais aussi au nombre de données et surtout à leurs incertitudes. Il est

donc difficile de comparer les fonctions coût issues de déterminations indépendantes de séismes (c'est aussi pourquoi nous n'utilisons, au travers de l'algorithme de Metropolis, uniquement des différences relatives de fonction coût). Les résidus – différences entre les temps d'arrivées observés et théoriques – sont de bon indicateurs. Ils confirment, lorsqu'ils sont faibles, la cohérence et la crédibilité de la solution.

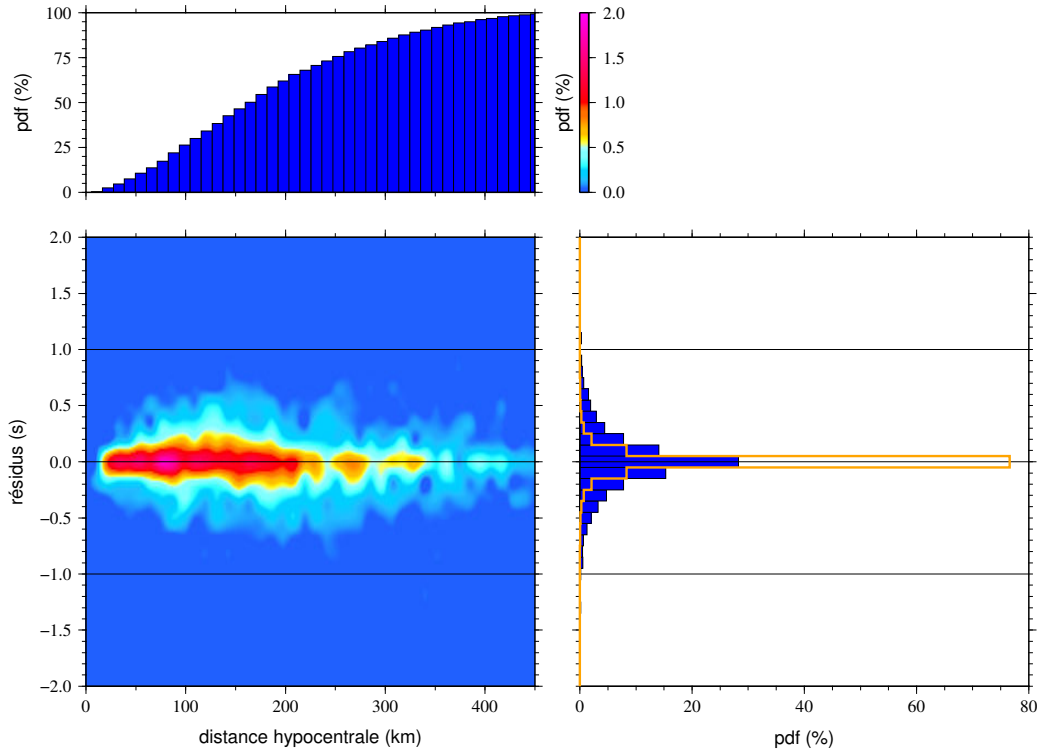
1.1 De faibles résidus

Les résidus sur les 6 454 pointés sont présentés, par phase, sur figure IV.1-1. Les ondes P_g sont celles qui observent les résidus les plus ténus (avec un 1er quartile Q_1=−0,12 s et un dernier quartile Q_3=0,11 s). À titre de comparaison, un résidu de 0,1 s correspond à une erreur d'estimation sur la distance entre l'hypocentre et la station de ∼ 600 m. On remarque par ailleurs, que la moitié des ondes P_g est enregistrée à une distance hypocentrale d'au moins 150 km.

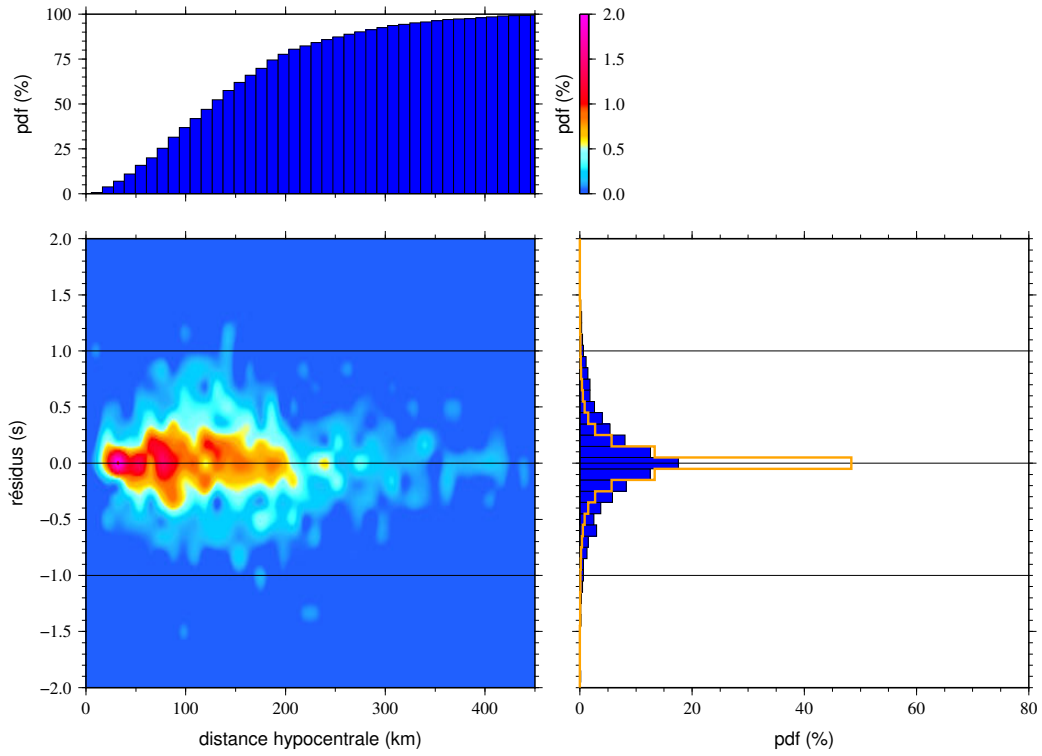
Les ondes S_g (Q_1=−0,20 s ; Q_3=0,19 s) et P_n (Q_1=−0,22 s ; Q_3=0,18 s) révèlent des résidus un peu plus larges. Après 200 km, les ondes S_g, toujours de fortes amplitudes mais peu impulsives, sont plus délicates à pointer car elles se retrouvent dans la coda de l'onde S_n ou des ondes réfléchies P_mP. Les premières ondes réfractées sont observées à partir d'une distance hypocentrale critique, c'est pourquoi aucune onde P_n n'est lue avant ∼ 60 km. Les ondes S_n sont les moins bien contraintes (Q_1=−0,4 s ; Q_3=0,5 s). Mais, ces ondes sont aussi celles qui sont lues avec les plus grandes incertitudes, leur poids est donc moindre lors du processus de localisation bayésien ; elles doivent généralement s'adapter à ce qu'imposent les autres types d'ondes.

D'une manière générale, on observe un léger étalement des distributions des résidus par rapport aux distributions leptocurtiques [1] attendues en prenant en compte uniquement les incertitudes sur les données (distributions oranges, figure IV.1-1). Les résidus sont le reflet du choix du problème direct et des variations latérales du modèle de Terre.

1. Une distribution leptocurtique, ou surgaussienne, est une loi de probabilité moins « aplatie » que la loi normale.

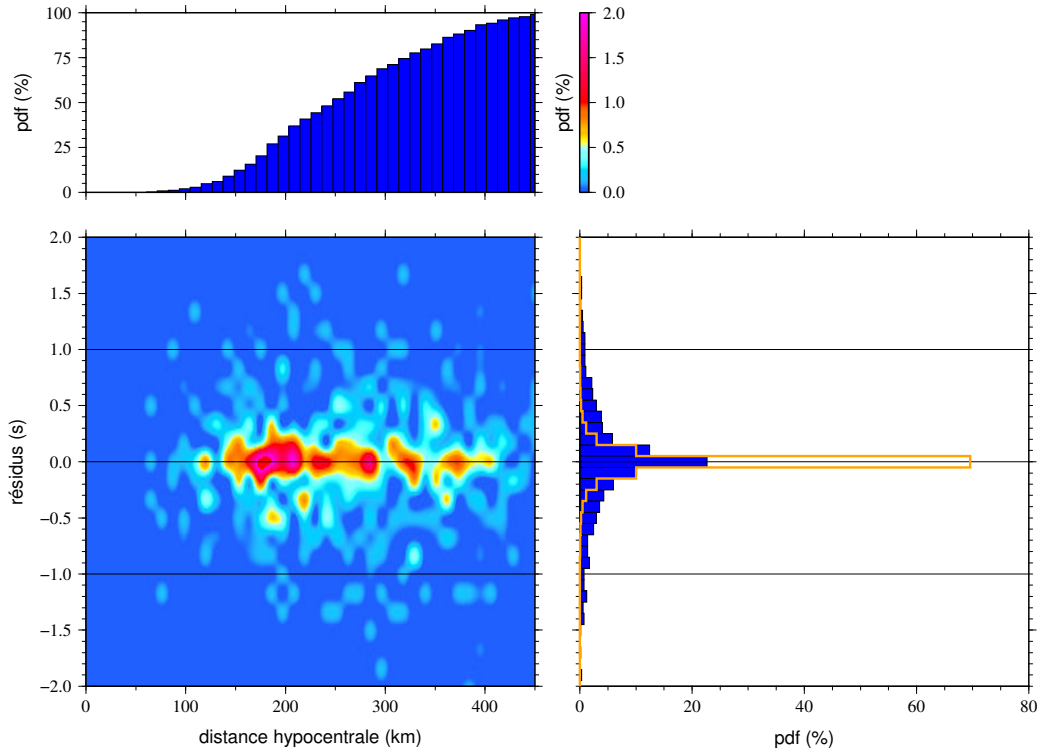


(a) Résidus sur les pointés P_g (μ=−0,01 s et $1\sigma = 0,3$) ;

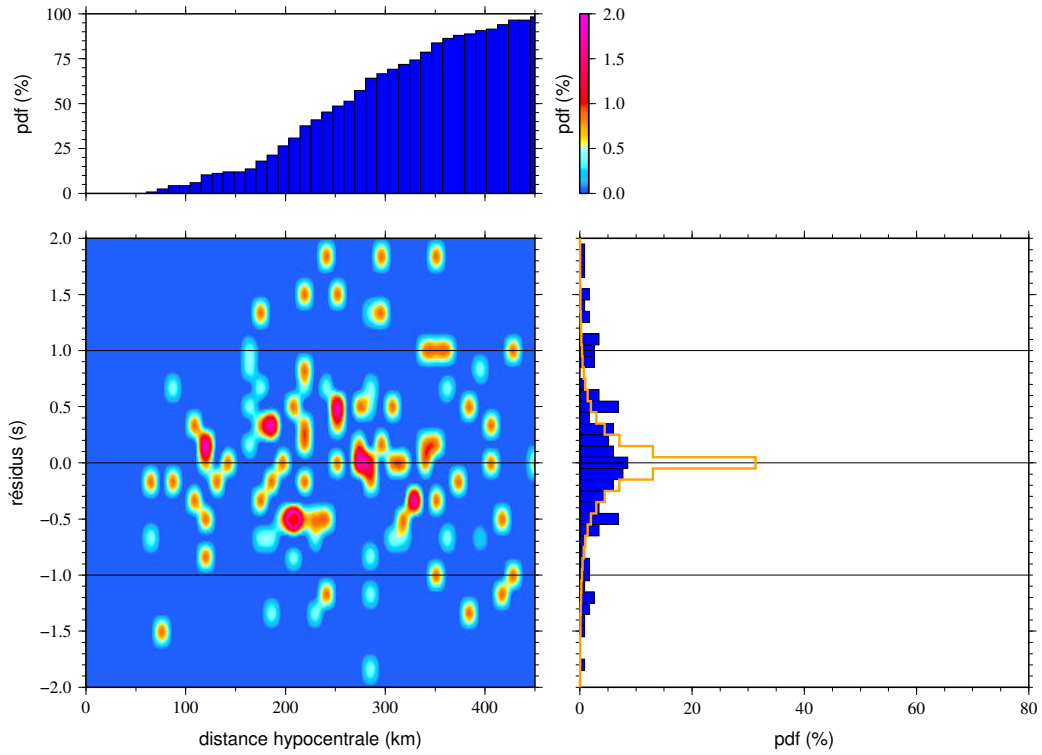


(b) Résidus sur les pointés S_g (μ=−0,0 s et $1\sigma = 0,5$) ;

– *légende page suivante.*



(c) Résidus sur les pointés P_n (μ=−0,05 s et $1\sigma = 0,6$) ;



(d) Résidus sur les pointés S_n (μ=0,08 s et $1\sigma = 1,0$).

Figure IV.1-1 – Résidus sur les pointés des ondes directes et réfractées en fonction de la distance hypocentrale (avec à chaque fois la moyenne μ et l'écart-type σ). Pour l'ensemble des résidus, μ=−0,01 s et $1\sigma = 0,42$. En guise de comparaison, les histogrammes oranges représentent la distribution des incertitudes lues sur les sismogrammes sous la forme d'une somme de gaussiennes centrées $\sum_{j=1}^{m} \mathcal{N}(0, \sigma_j)$ avec σ_j l'incertitude de la j^e des m observations.

1.2 Des localisations épicentrales précises

Les épicentres des séismes sont évalués à partir de la moyenne des 1 000 meilleurs modèles (figure IV.1-2). On remarque, en première approche, que le caractère diffus de la sismicité armoricaine semble préservé. Sur les deux ans et demi de l'expérience PyrOPE, la sismicité ne montre pas d'alignements préférentiels ou d'orientation particulière de taille régionale. À titre de comparaison les séismes du bulletins sont représentés sur la figure IV.1-3.

Les épicentres des séismes localisés sont comparés aux bulletins (figure IV.1-4). La moitié des séismes sont localisés à une distance faible, inférieure ou égale à 6,5 km (figure IV.1-5). Cependant, 10 % des séismes sont localisés à une grande distance, supérieure à 20 km. Les séismes localisés présents dans l'océan Atlantique sont généralement plus éloignés du trait de côte.

Par ailleurs, on observe un décalage en temps non négligeable entre les temps initiaux des séismes localisés et ceux publiés par les bulletin nationaux. En effet, les séismes localisés sont plus précoces avec une médiane de −0,19 s (Q_1=−1,13 s ; Q_3=0,56 s). Cela provient du fait que les séismes du bulletin sont généralement plus superficiels.

La distance à la première station est un facteur important dans le processus de localisation. Par expérience, il est plus difficile de localiser un séisme avec aucune station dans les ~50 premiers kilomètres (p. ex., Bondár & coll., 2004, préconisent la distance maximale de 30 km pour une précision de localisation ≤ 5 km). Dans notre cas, 50 % des séismes sont observés avec une station dans les 45 premiers kilomètres (figure IV.1-6). Environ 25 % des séismes n'ont aucune observation dans les 80 premiers kilomètres.

D'un point de vu statistique, les localisations épicentrales doivent être représentées sous la forme d'ellipses d'incertitudes, montrant les covariances, dont les fonctions de densité épicentrales sont quasi-systématiquement unimodales. Afin de bien distinguer les ellipses, chaque demi-axe correspondent à cinq écart-types (figure IV.1-7). J'utilise ici une ellipse définie par les 1 000 meilleurs modèles de chaque séisme. On s'affranchit alors de distributions très étalés et asymétriques en se concentrant sur les 1 000, 100 ou 10 meilleurs

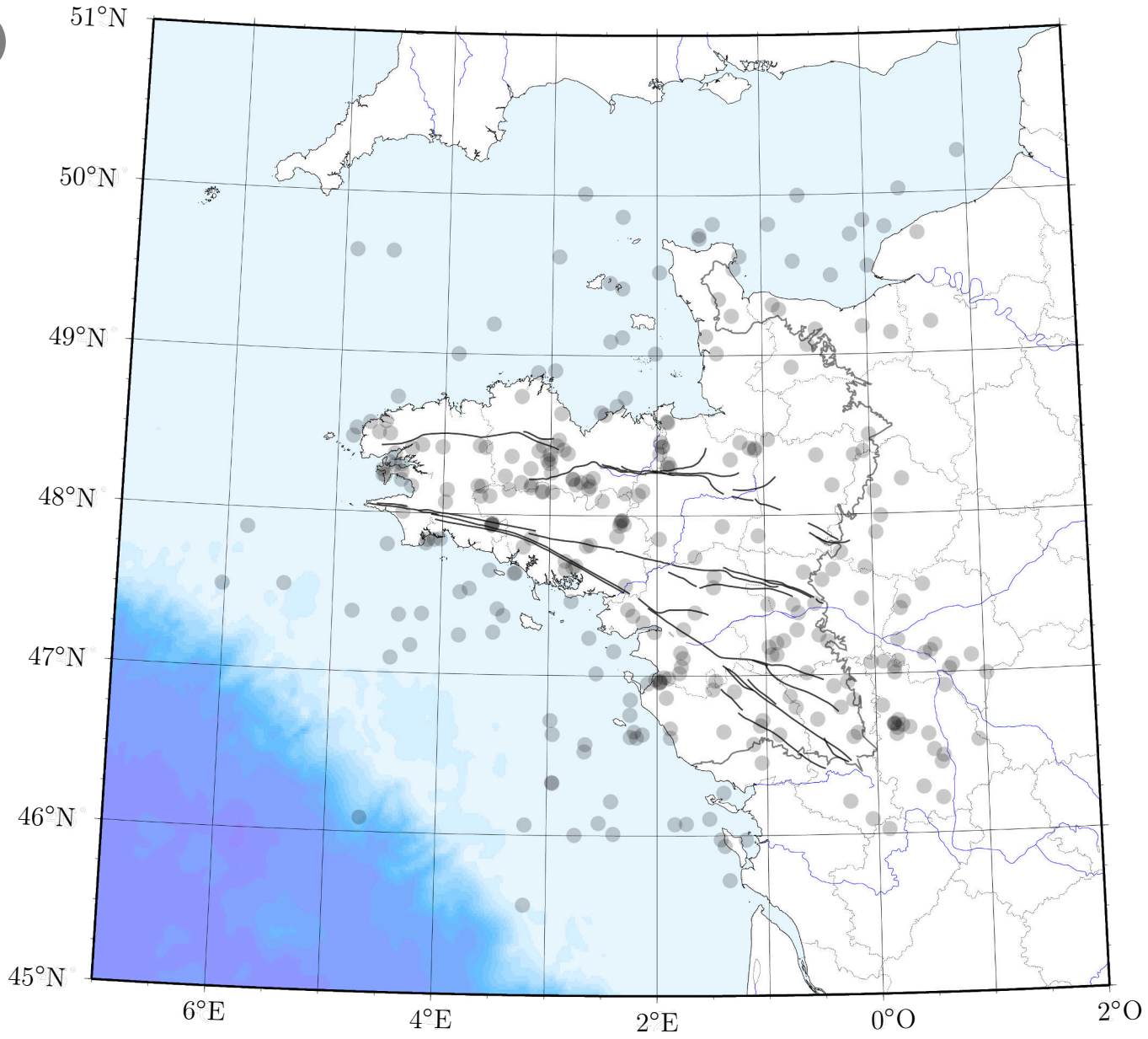


Figure IV.1-2 – Localisations des séismes. Chaque épicentre correspond à la moyenne des 1 000 meilleurs modèles.

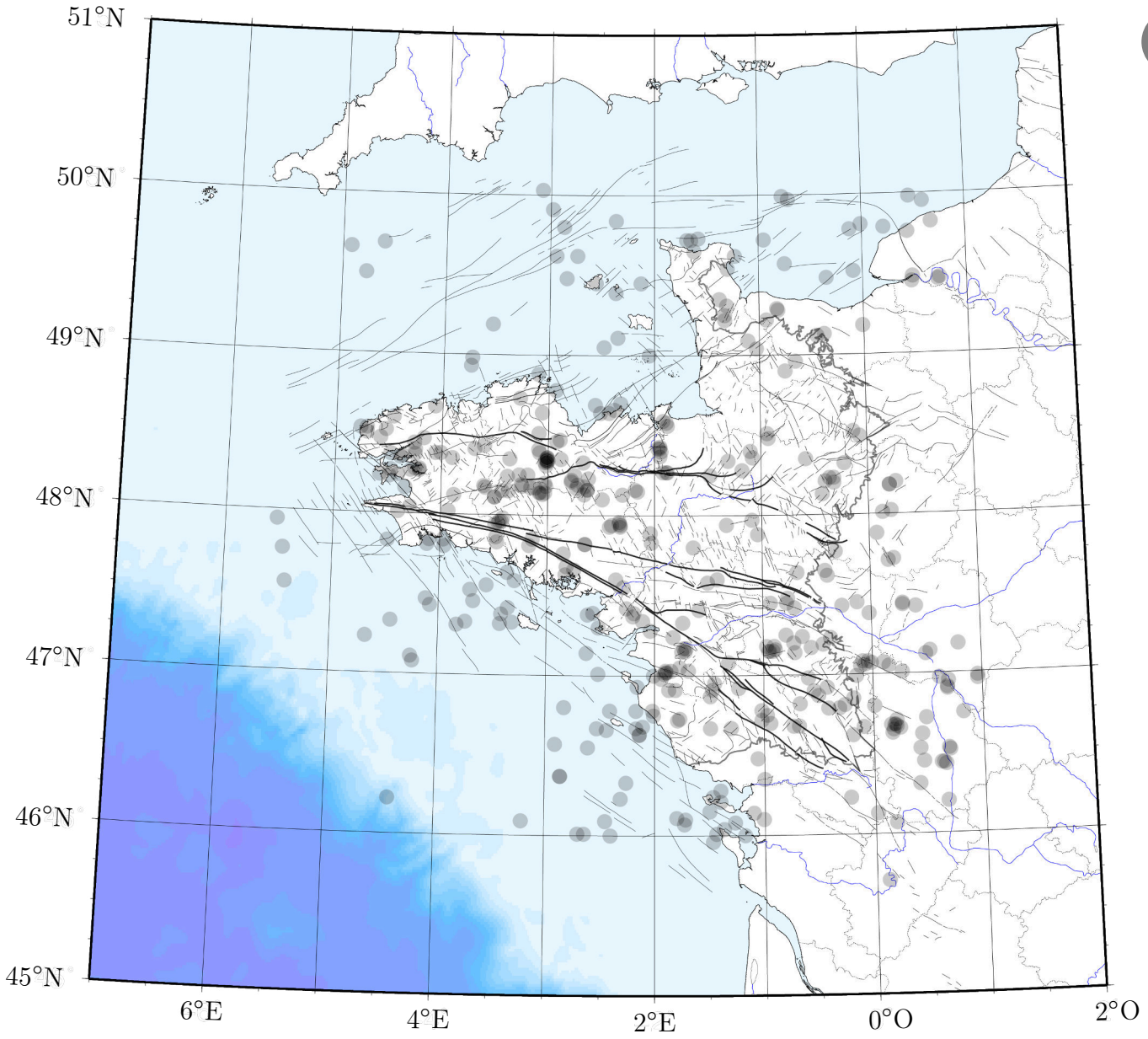


Figure IV.1-3 – Localisation des séismes des bulletins du LDG et du RéNaSS, à titre de comparaison. Certains séisme sont présent deux fois, une fois sur chaque bulletin. Les principales failles visibles en surface du Massif armoricain sont représentées en noir.

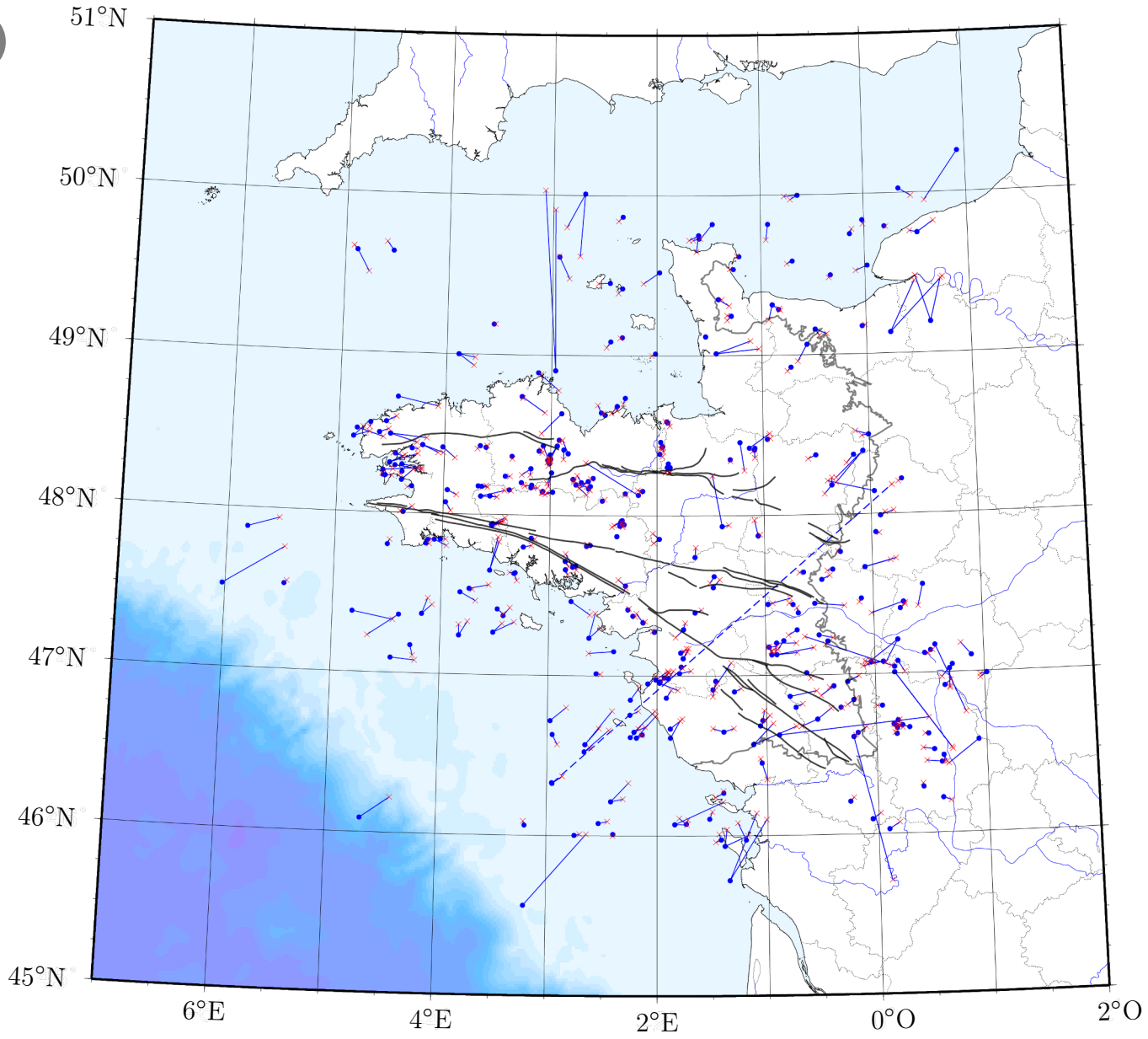


Figure IV.1-4 – Comparaison des épicentres localisés (points bleus) et des épicentres du bulletin (croix rouges). Le séisme du 8 avril 2012 à 3h19 est indiqué en trait tireté (pour ce séisme, les épicentres des bulletins du LDG et du RéNaSS sont distants de plus de 300 km).

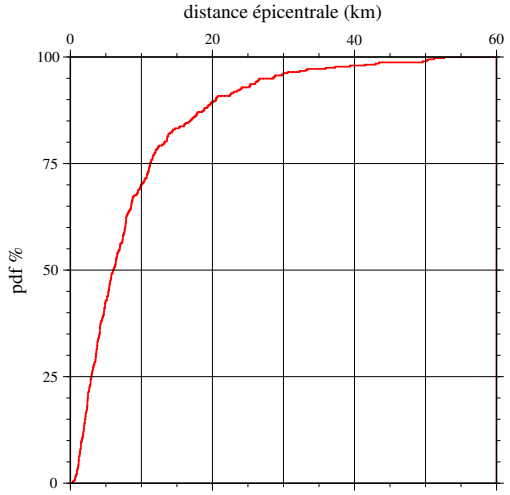


Figure IV.1-5 – Distribution des distances cumulées (figure IV.1-4) entre les épicentres localisés et les épicentres du bulletin.

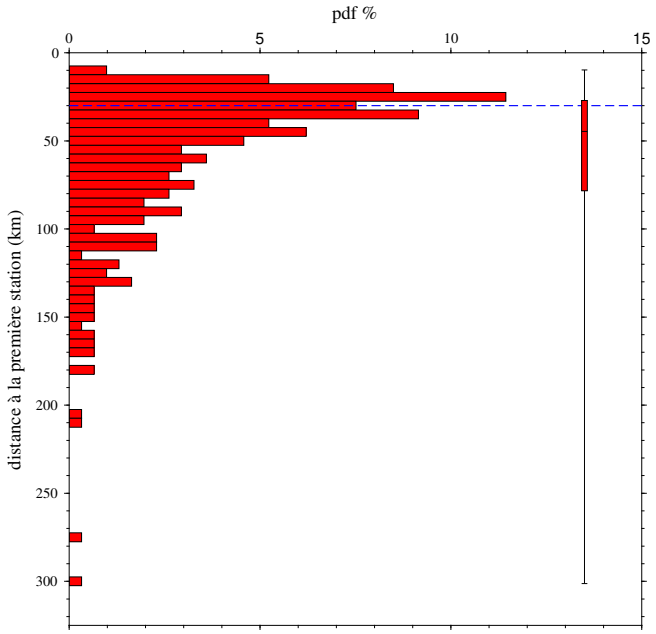


Figure IV.1-6 – Distribution des distances à la première station. La ligne bleue tiretée correspond à la distance maximale préconisée par Bondár & coll. (2004). La « boîte à moustache » représente la médiane, les quartiles et les valeurs extrêmes.

modèles. Ainsi, exploiter la solution (densité de probabilité sur chaque paramètre) de manière simple (sous forme d'ellipse), c'est simplifier l'information. D'un certain point de vue, on se rapproche d'une vision déterministe, en donnant le maximum d'importance aux modèles ayant la plus faible fonction coût.

Dans l'océan Atlantique, les ellipses d'incertitudes sont allongées perpendiculairement au trait de côte, c.-à-d. perpendiculairement au réseau de stations PyrOPE. Les incertitudes sont plus importantes en s'éloignant du centre du réseau, notamment vers l'est (au delà de -1° ouest) et au nord. Les surfaces des ellipses d'incertitudes (1σ) des séismes localisés varient entre 10^8 m² (soit la superficie du Léman) et 10^4 m² (la superficie de la base de la pyramide de Khéops) avec une médiane entre 10^5 et 10^6 m² (la superficie du cimetière du Père-Lachaise). Comparées aux bulletins, on observe une diminution drastique des ellipses d'incertitudes (figure IV.1-8). Cette diminution est d'un ordre de grandeur avec le bulletin du LDG et de deux ordres de grandeur avec le bulletin du RéNaSS. Toutefois, les valeurs extrêmes restent raisonnables et aucune ellipse n'est inférieure à un hectare.

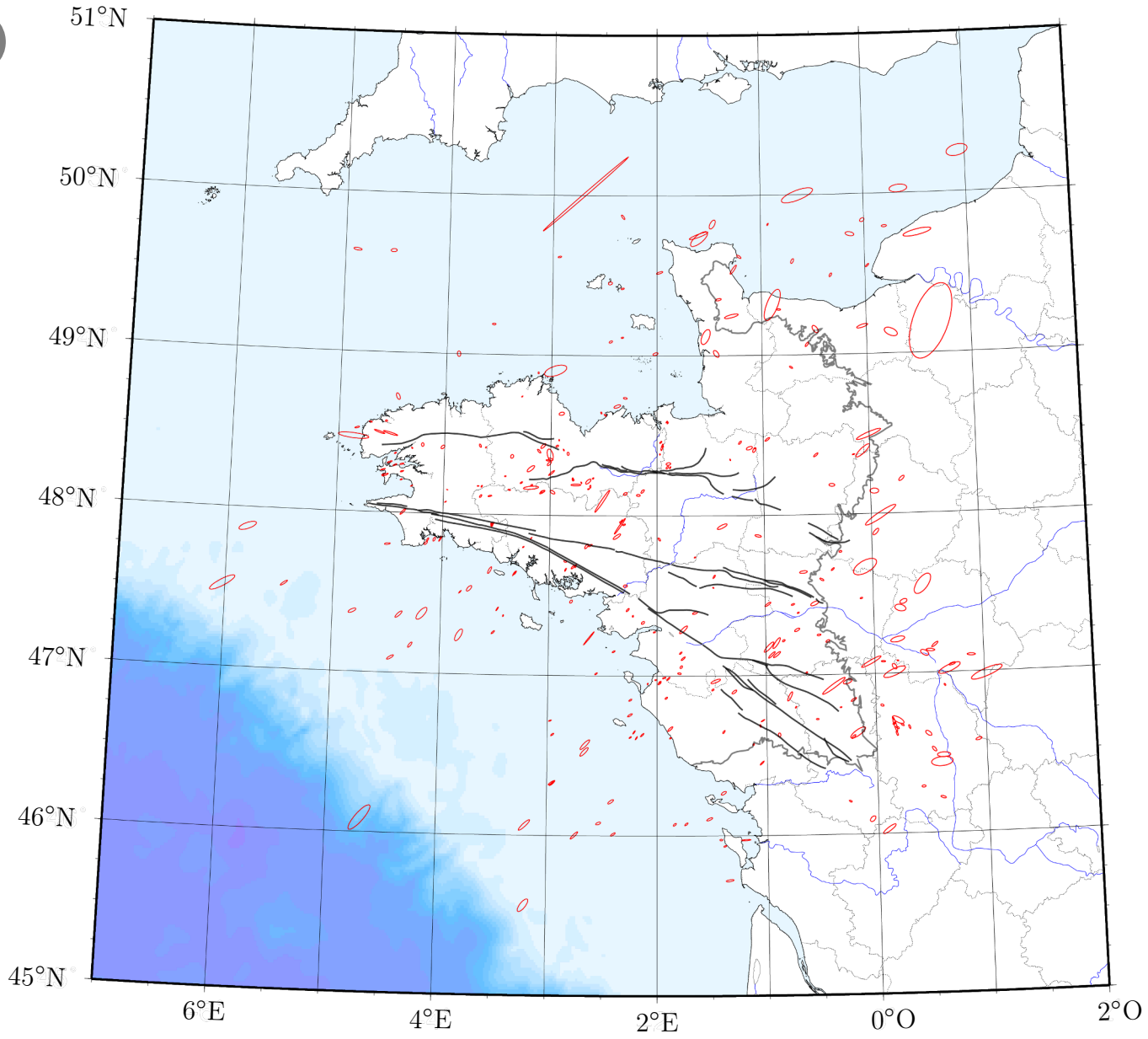


Figure IV.1-7 – Ellipses d'incertitudes épicentrales (5σ) des 1 000 meilleurs modèles.

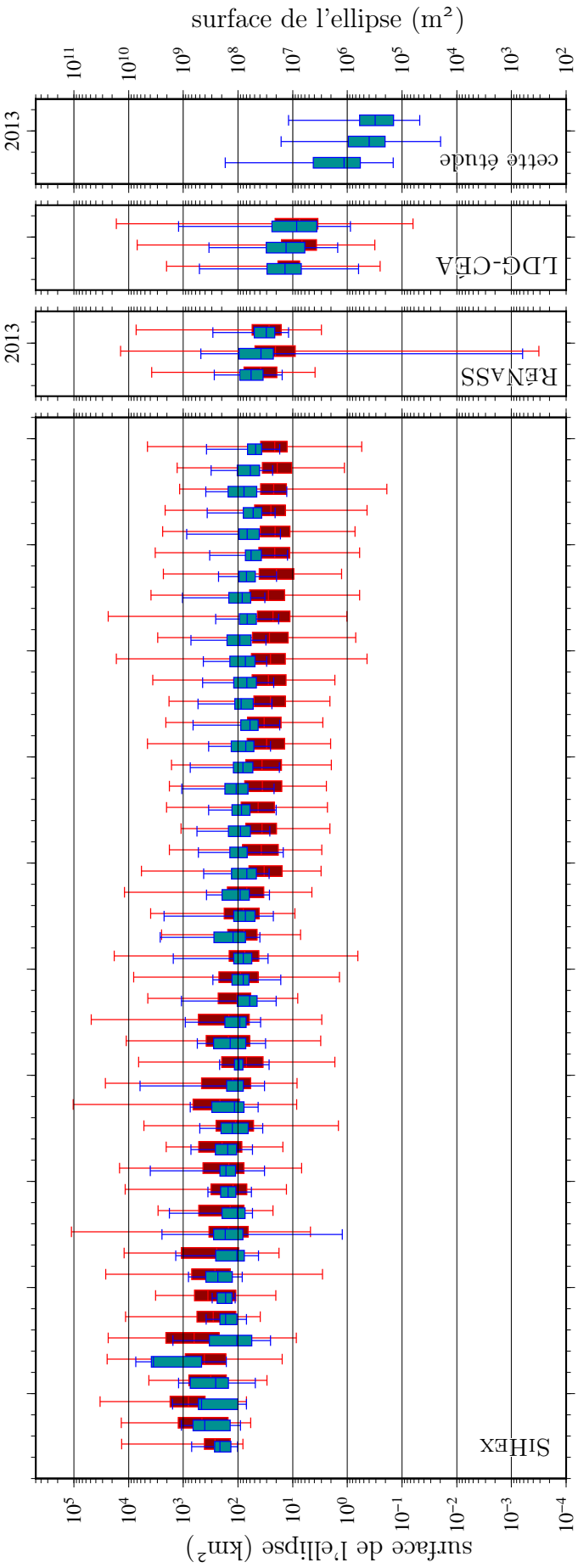


Figure IV.1-8 – Évolution de la surface des incertitudes (1σ) sur la localisation épicentrale, en France métropolitaine et sur le Massif armoricain (les deux jeux de données sont légèrement décalés en temps pour plus de lisibilité). Les trois dernières années sont représentées trois fois, afin de comparer cette étude aux bulletins du LDG et du RéNASS ; il est à noter ici que les bulletins utilisent à la fois des méthodes et des données différentes (provenant seulement des réseaux permanents). Les « boîtes à moustache » correspondent à la médiane entourée des quartiles ; alors que les bornes indiquent les extrema.

1.3 Une structure cohérente

Tableau IV.1-1 – Critères de position sur les paramètres structuraux calculés à partir des 100 meilleurs modèles de chaque séisme.

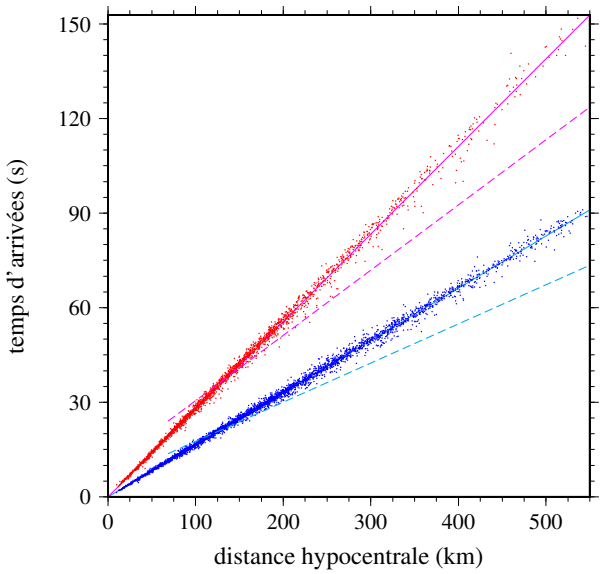
critères de position	vitesse des ondes P dans la croûte α_1 (km.s^{-1})	vitesse des ondes P dans le manteau α_n (km.s^{-1})	profondeur du Moho Z_n (km)	ratio de vitesse P/S $\frac{\alpha}{\beta}$
moyenne μ	6,04	8,05	35,0	1,690
écart-type 1σ	0,16	0,17	5,2	0,041
1er quartile Q_1	5,95	8,00	30,2	1,665
médiane Q_2	6,04	8,02	37,2	1,692
dernier quartile Q_3	6,12	8,07	37,8	1,713

Les valeurs des paramètres de structure, issus de déterminations indépendantes, peuvent être analysées conjointement (tableau IV.1-1).

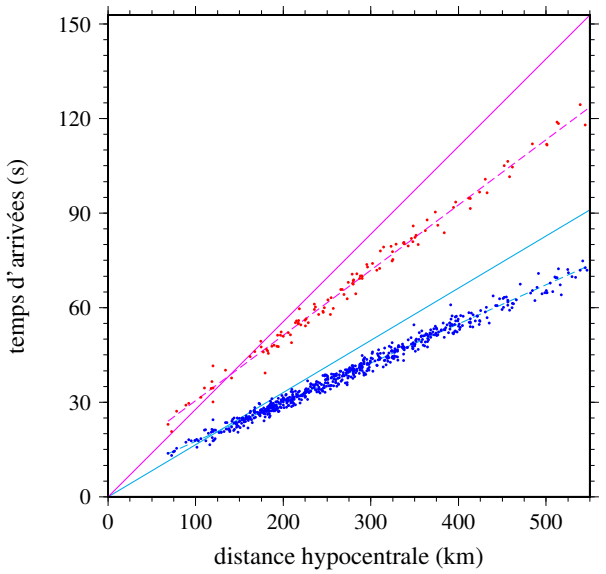
Les vitesses sismiques α_1 et α_n sont des paramètres bien contraints individuellement (tableau IV.1-1). Par ailleurs, les hodochrones des ondes directes (figure IV.1-9a) et réfractées (figure IV.1-9b) définissent des vitesses moyennes identiques, avec : $\alpha_1 = 6,04$ km.s^{-1}et $\alpha_n = 8,05$ km.s^{-1}. Ces valeurs sont donc robustes et varient peu latéralement.

Le ratio $\frac{\alpha}{\beta}$ semble être un paramètre un peu plus dispersé, relativement aux paramètres α_1 et α_n. Les diagrammes de Wadati (1933) et de Chatelain (1978) permettent d'obtenir des rapports de vitesses des ondes P et des ondes S indépendants (figure IV.1-9c et d). Alors, bien que ce ratio soit constant sur l'ensemble du profil 1–D, ces diagrammes démontrent une différence entre la croûte (avec une valeur entre 1,68 et 1,69) et le manteau (entre 1,70–1,71). Mais cette différence est ténue et ces deux valeurs sont très proches de la valeur moyenne de 1,690 du tableau IV.1-1.

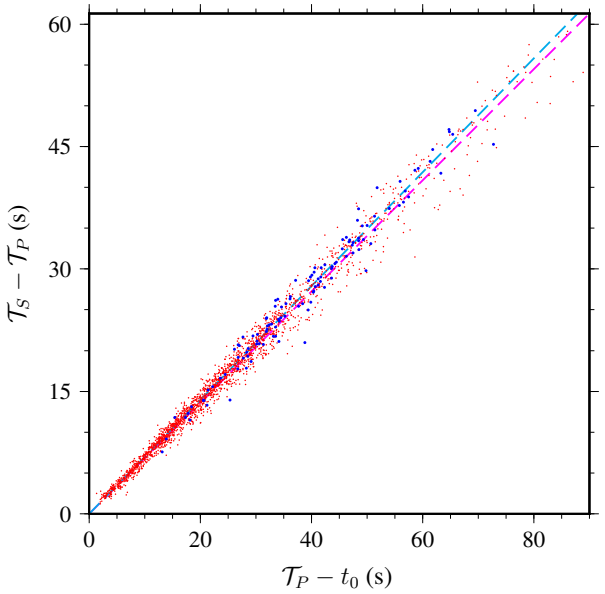
La profondeur du Moho z_n est le paramètre le moins constant parmi les 304 déterminations hypocentrales et structurales individuelles (tableau IV.1-1). Cette variation peut exprimer une fluctuation régionale de la profondeur de cette interface ou, plus probablement encore, le fait que ce paramètre est mal contraint lors de la détermination d'un seul séisme. En effet, il est important de noter ici que, dans le cas où trop peu d'ondes réfractées



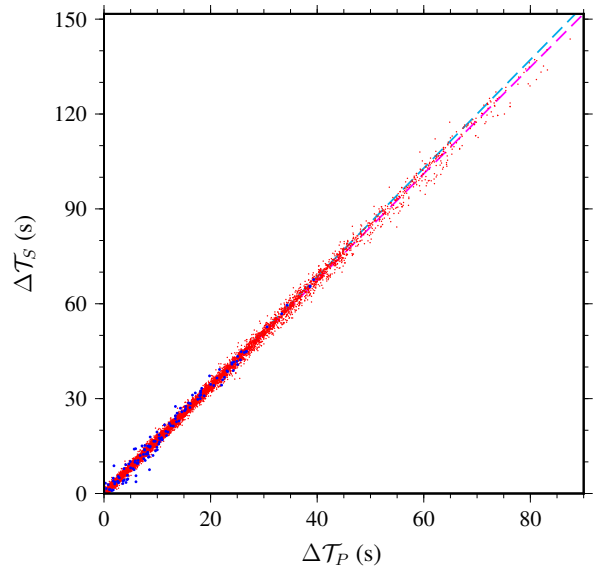
(a) Hodochrone des ondes directes, les ondes P_g sont en bleu ($\alpha_1 = 6{,}040$ km.s^{-1}) et S_g, en rouge ($\beta_1 = 3{,}599$ km.s^{-1}) ;



(b) Hodochrone des ondes réfractées, les ondes P_n sont en bleu ($\alpha_n = 8{,}05$ km.s^{-1}) et S_n, en rouge ($\beta_n = 4{,}83$ km.s^{-1}) ;



(c) Diagramme de Wadati (1933), les ondes directes sont en bleu ($\frac{\alpha}{\beta} = 1{,}681$) et réfractées, en rouge ($\frac{\alpha}{\beta} = 1{,}698$) ;



(d) Diagramme de Chatelain (1978), les ondes directes sont en bleu ($\frac{\alpha}{\beta} = 1{,}685$) et réfractées, en rouge ($\frac{\alpha}{\beta} = 1{,}714$).

Figure IV.1-9 – Diagrammes des paramètres de structure. Les valeurs numériques indiquées sont dérivées des pentes des droites régression linéaires calculées sur les ensembles de points.

sont présentes, la valeur de α_n et z_n correspond statistiquement à la moyenne du prior : $\bar{\alpha}_n = 8$ km.s^{-1}et $\bar{z}_n = 37,5$ km. Ceci explique les valeurs des médianes et des quartiles pour ces deux paramètres (tableau IV.1-1). Il se peut donc que la moyenne de la profondeur du Moho soit légèrement sur-évaluée. Concernant la vitesse des ondes P dans le manteau, le centre du prior est proche de la valeur déterminée par l'hodochrone. Ainsi, α_n n'est donc pas affecté par ce problème.

1.4 Des profondeurs focales plus élevées

Les profondeurs focales des séismes localisés se répartissent depuis la surface jusqu'à une quarantaine de kilomètres (figure IV.1-10). D'une manière générale le nombre de séisme décroît avec la profondeur. On observe deux maxima, un premier très superficiel (dans les deux premiers kilomètres, peut-être en lien avec un petit nombre d'événements anthropiques, bien qu'ils soient normalement écartés de cette base de données) et un second plus profond

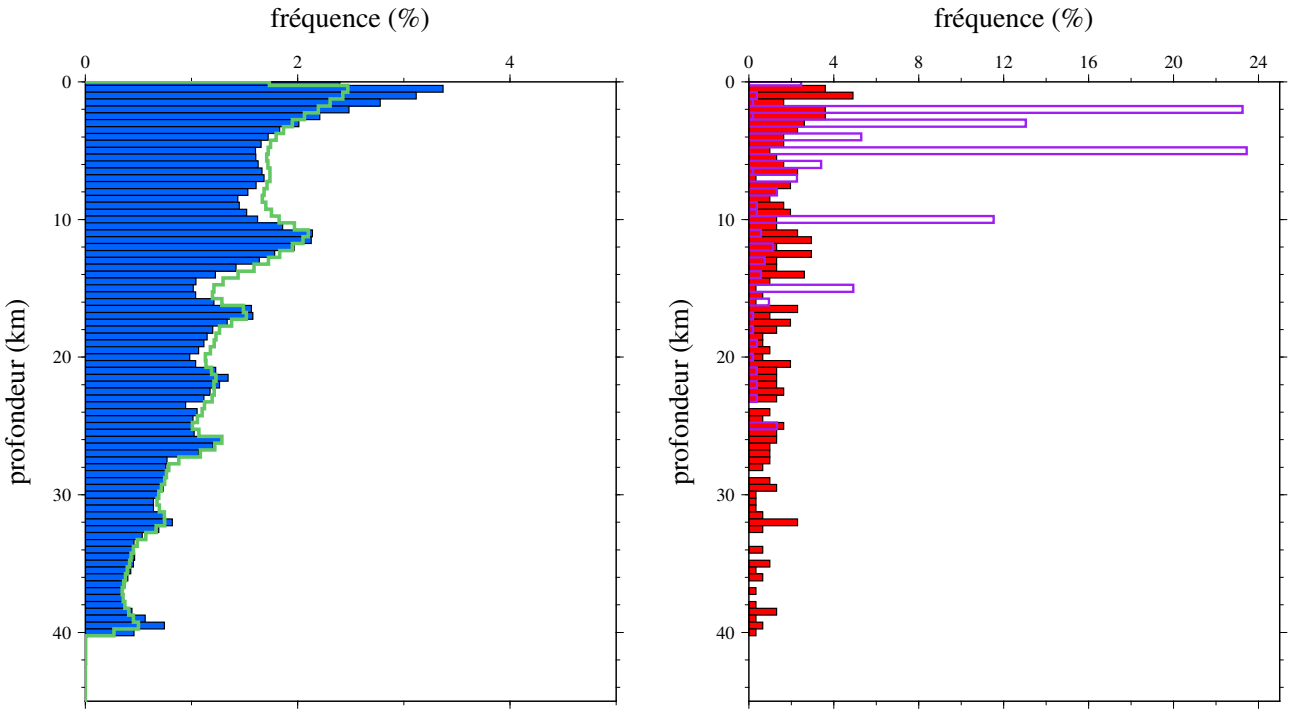


Figure IV.1-10 – Distribution des profondeurs des séismes, avec à gauche une vision probabiliste : la distribution de l'ensemble des modèles (17 500 000 modèles, en vert) et les 10 000 meilleurs modèles pour chaque séisme (3 040 000 modèles, histogramme plein en bleu) ; à droite une vision déterministe : la moyenne des 1 000 meilleurs modèles pour chaque séisme (304 modèles, histogramme plein en rouge), les séismes du bulletin (en violet).

(entre 11 et 12 km). L'aspect multimodale de la distribution est renforcée par une potentielle variation latérale de la profondeur des séisme sur le Massif armoricain (pour autant, une aucune variation latérale significative n'est observée ; p. ex., figure IV.1-11). Par comparaison avec les bulletins du LDG et du RéNaSS, on obtient une version plus lisse du profil avec des événements plus profonds en accord avec le catalogue Si-Hex (Cara & coll., 2015). Ce dernier définit une profondeur médiane de la sismicité armoricaine d'environ 10 km.

1.5 Les résidus aux stations

Les résidus des ondes aux stations sont ici ni fonction de la distance ni du *back-azimuth*. Ils tendent alors à modéliser, le cas échéant, la présence sous la station d'anomalies de vitesses. Les résidus des ondes P_g aux stations (figure IV.1-12) sont généralement marqués par des distributions centrées et unimodales (p. ex., PY46, PY47, PY48 et PY49) montrant une relative homogénéité du modèle de Terre et l'absence d'anomalies de vitesses proches de la station. Certaines distributions des résidus des ondes P_g sont pourtant asymétriques (p. ex., ROT2), voir bimodales (p. ex., PY41, PY42, DYA et HMNX). Ces tendances ne semblent toutefois pas

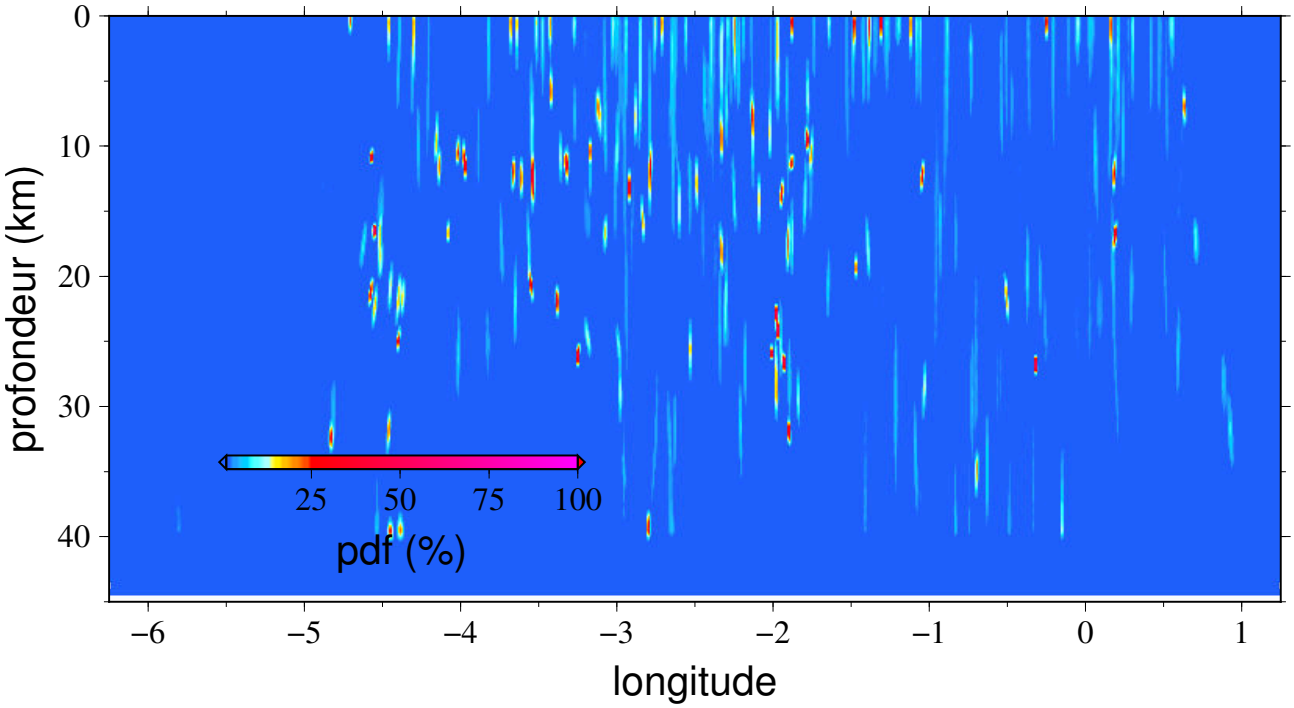


Figure IV.1-11 – Variations latérales des profondeurs des séismes, selon la longitude, représentées par les distributions *a posteriori* échantillonnées pour l'ensemble des séismes.

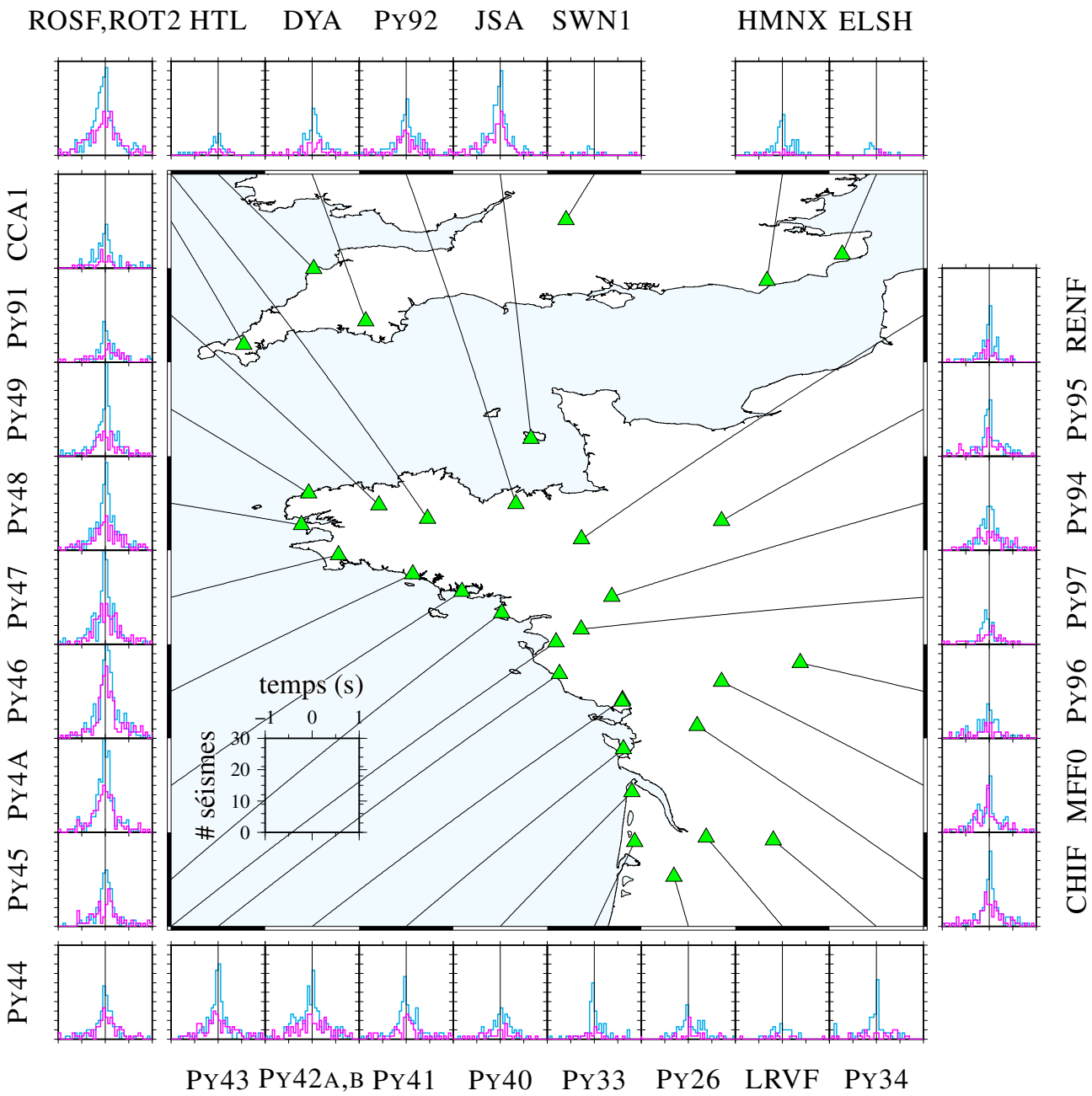


Figure IV.1-12 – Résidus aux stations des ondes directes P_g (en bleu) et S_g (en fuchsia).

assez évidentes pour pouvoir retirer ces résidus cohérents des temps d'arrivées observés. Les distributions des résidus des ondes S_g sont plus étalées que les distributions des onde P_g, en accord avec la figure IV.1-1.

Les distributions des résidus des ondes réfractées aux stations (figure IV.1-13) sont très platycurtiques. Quelques stations enregistrent une distribution des résidus des ondes P_n centrée et unimodale (p. ex., CCA1, PY95, CHIF, PY47 et PY4A). Concernant les ondes S_n, trop peu de données permettent de dessiner un comportement par station, elles ont donc un comportement apparemment très variable.

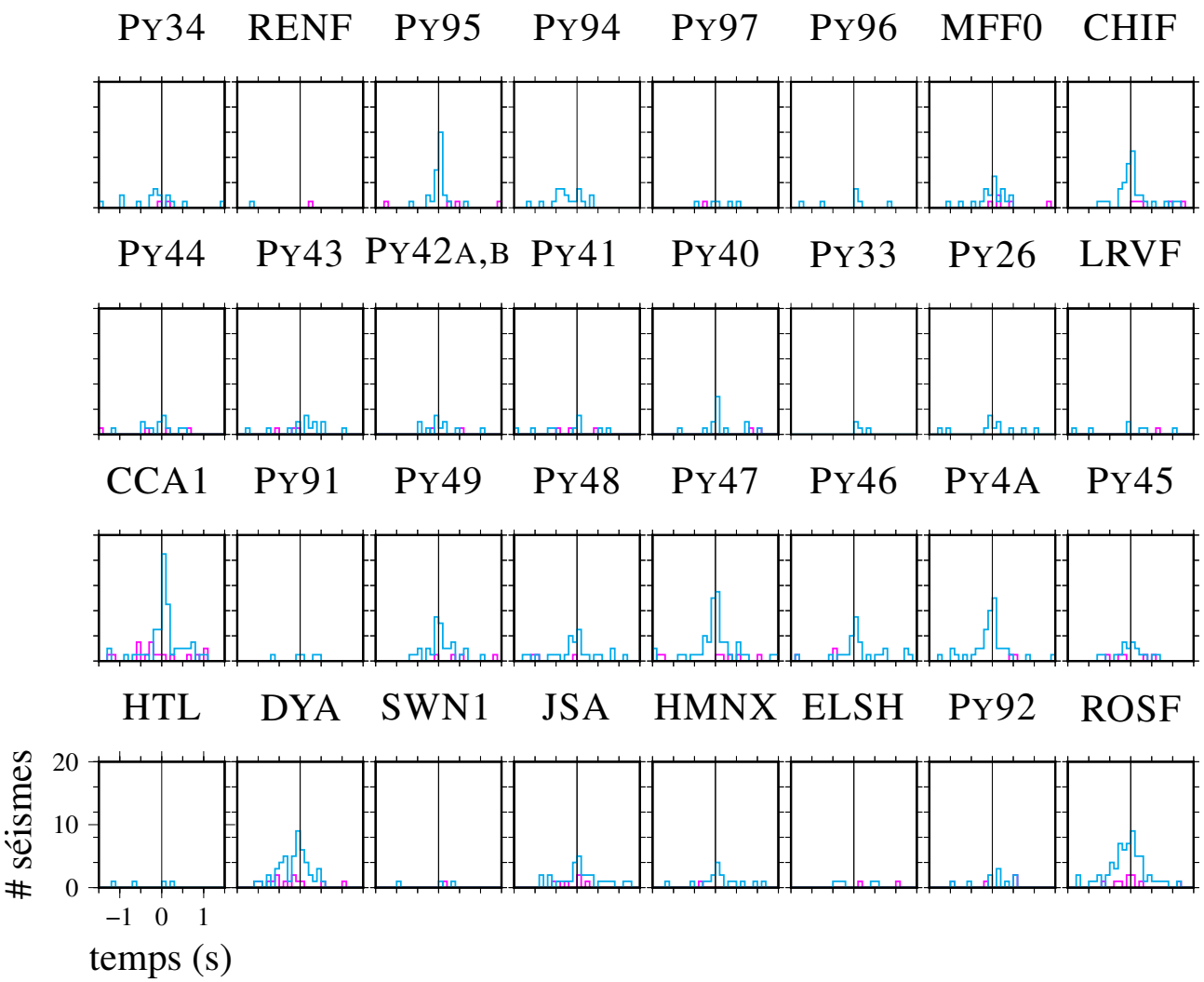


Figure IV.1-13 – Résidus aux stations des ondes réfractées P_n (en bleu) et S_n (en fuchsia).

1.6 Le calcul de la magnitude de durée M_d

Pour chaque séisme la magnitude de durée M_d est estimée. On peut comparer ces magnitudes à celles des bulletins (figure IV.1-14). Les magnitudes du bulletin du LDG sont publiées sous la forme de magnitudes locales M_L. Les magnitudes du bulletin du RéNaSS sont très similaires à celles du bulletin du LDG (avant 2012, les magnitudes du RéNaSS étaient établies sur le bulletin du LDG). L'erreur sur la magnitude est rarement fournie par les bulletins.

Les magnitudes de durée M_d calculées sont, pour les plus faibles magnitudes ($M_d \leq 2$), légèrement sur-estimées par rapport aux magnitudes locales M_L publiées par les bulletins

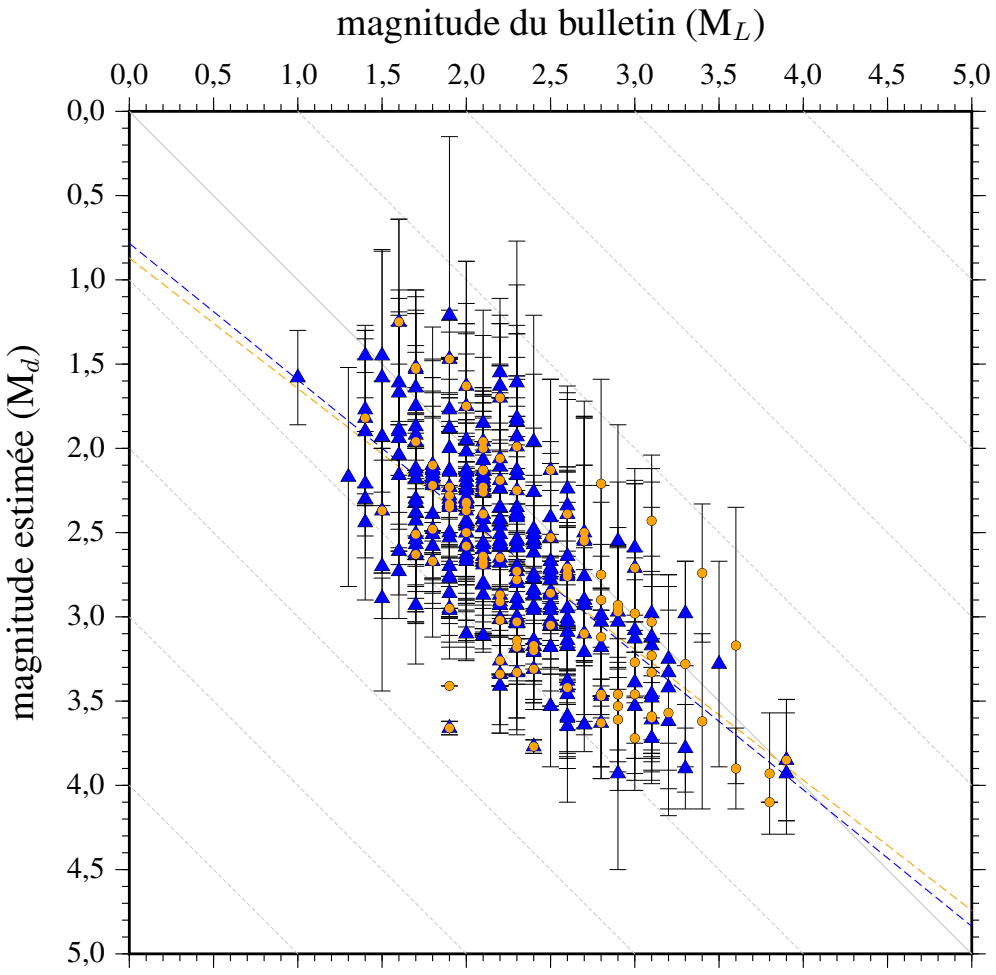


Figure IV.1-14 – Magnitudes de durée M_d (calculées à partir de la formule de Lee & coll., 1972, *cf.* équation II.2-24) et incertitudes (1σ), comparées aux bulletins du LDG (triangles bleus) et du RéNaSS (cercles oranges). Les droites de régression ne sont pas calculées en prenant en compte les incertitudes et possèdent toutes les deux un R^2 de ~0,5.

nationaux. Mais, la magnitude de durée semble être une bonne approximation de la magnitude du séisme.

Dans la suite de ce manuscrit, nous feront référence aux localisations individuelles des séismes et aux modèles de Terre, présentés dans cette section, par le symbole : #1.

Relocalisations simultanées de plusieurs séismes

Sommaire

2.1 Un découpage du Massif armoricain 209
2.2 L'élargissement des incertitudes de localisation 211
2.3 Une structure mieux contrainte 215

Les séismes localisés précédemment (#1) sont ici repris et relocalisés simultanément, afin de définir une structure sismique commune et d'observer ces variations latérales. Nous proposons ici un découpage non régulier et non homogène du Massif armoricain en cellules de Voronoï, selon les principaux contours géologiques et le nombre de stations sismologiques disponibles. Chaque modèle 1-D apparent est déterminé par l'ensemble des séismes dont l'épicentre est présent dans la cellule. Les relocalisations simultanément des séismes et les modèles de Terre associés, présentés dans cette section, seront désignés par le symbole : #2.

2.1 Un découpage du Massif armoricain

Les cellules de Voronoï (1908) permettent de découper l'espace en polygones par la définition de simples coordonnées de centres de cellules (appelés aussi « germes »). Ainsi, chaque cellule contient une portion de la surface dont tous les points sont plus proches du germe de la cellule que de n'importe quel germe des cellules attenantes. Les frontières de chaque cellule correspondent alors à la bissectrice de chaque paire de points. Cette méthode offre l'avantage d'un maillage hétérogène, irrégulier et facile d'implémentation.

Suivant des *a priori* géologiques (*cf.* chapitre I.2) et des contraintes liées à la géométrie du réseau de stations sismologiques, sept cellules de Voronoï sont établies (figure IV.2-1) :

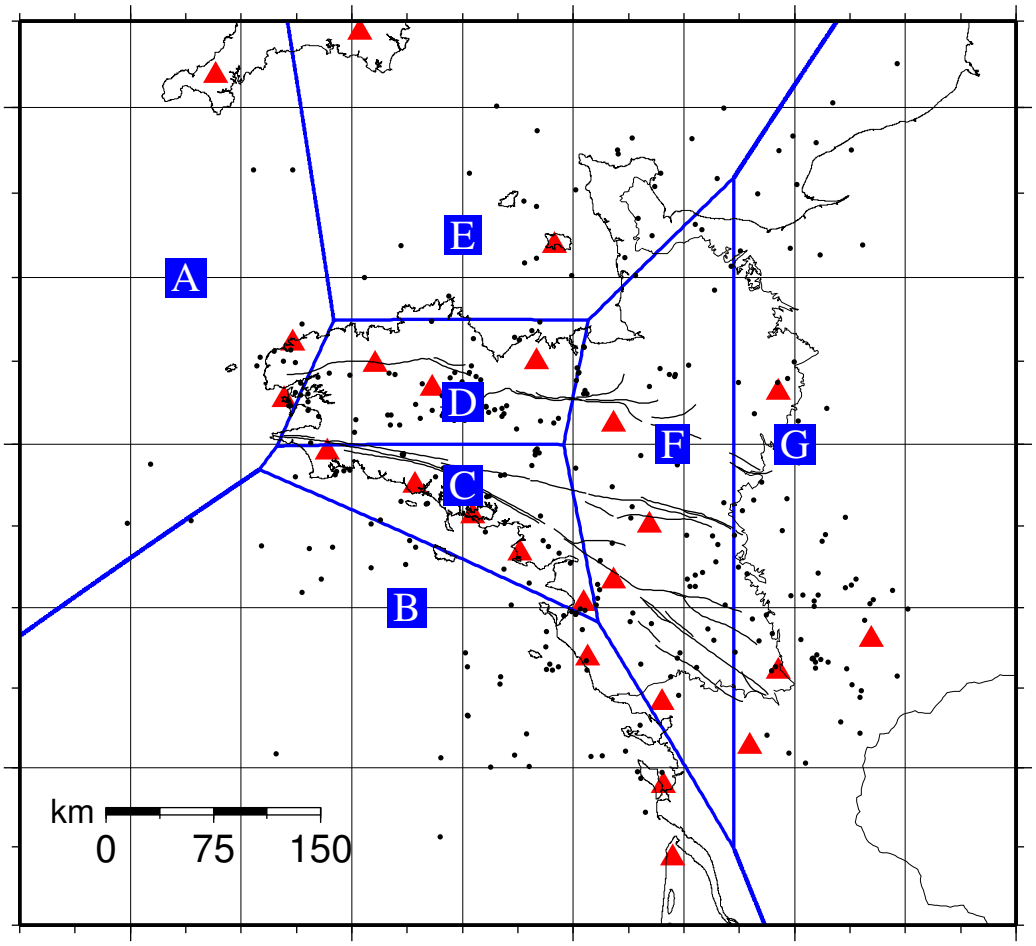


Figure IV.2-1 – Découpage du Massif armoricain en sept cellules de Voronoï, notées de « A » à « G ». La position des lettres sur la carte correspond au centre, ou « germe », de chaque cellule. Les stations sismologiques sont indiquées en rouge et les épicentres des séismes localisés individuellement (#1) sont représentés par des points noirs. Les zones de cisaillements, les failles majeures, ainsi que les limites des terrains cristallins affleurants du Massif armoricain et du Massif central sont indiquées en noir.

— La première cellule, notée « A », découpe le Léon (domaine vraisemblablement allochtone) du reste du continent. Dans cette cellule, les séismes sont localisés sans aucune station à l'ouest, implicant d'importantes lacunes azimutales ;

— La cellule « B » correspond à une zone en mer où de larges lacunes observationnelles sont aussi présentes ;

— La cellule « C » est mieux instrumentée. Elle s'articule autour des branches nord et sud du CSA et regroupe les terrains les plus affectés par l'orogénèse hercynienne ;

— La cellule « D » définit une zone centrale plus modérément affectée par la tectonique hercynienne. Elle est délimitée au sud par la branche nord du CSA et est également bien instrumentée ;

— La cellule « E » contient une grande partie de la Manche et englobe le domaine cadomien du Cotentin et des îles anglo-normandes. Les stations britanniques, avec JSA en premier lieu, sont ici essentielles à la localisation des séismes ;

— La cellule « F » est relativement bien éclairée par les réseaux de stations après avril 2012 et l'installation du réseau PyrOPE Ouest, mais souffre d'un manque observationnel pendant l'année 2011 ;

— La dernière cellule, « G », regroupe les séismes les plus à l'est du Massif armoricain, observées par peu de stations.

Avec une plus grande densité du réseau, chaque station sismologique pourrait devenir le germe d'une cellule de Voronoï. Une autre approche serait de définir aléatoirement des cellules et de comparer les résultats afin de définir un schéma global cohérent.

2.2 L'élargissement des incertitudes de localisation

Les ondes P_g observent toujours les résidus les plus faibles, avec un 1er quartile Q_1=−0,26 s et un dernier quartile Q_3=0,33 s. Les résidus des ondes S_g (Q_1=−0,44 s ; Q_3=0,56 s) et

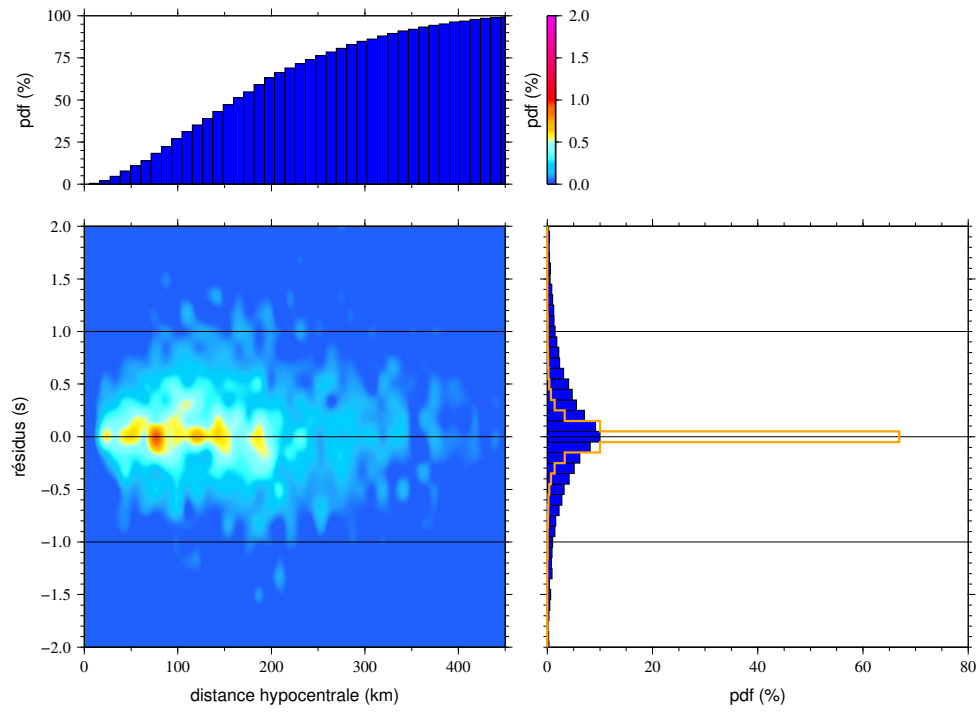


Figure IV.2-2 – Résidus sur les pointés P_g, S_g, P_n et S_n avec une localisation simultanée des séismes (μ=0,07 s et 1σ = 3,9), voir la figure IV.1-1 pour une comparaison avec les localisations individuelles (#1). L'histogramme orange représente la distribution des incertitudes lues sur les sismogrammes sous la forme d'une somme de gaussiennes centrées.

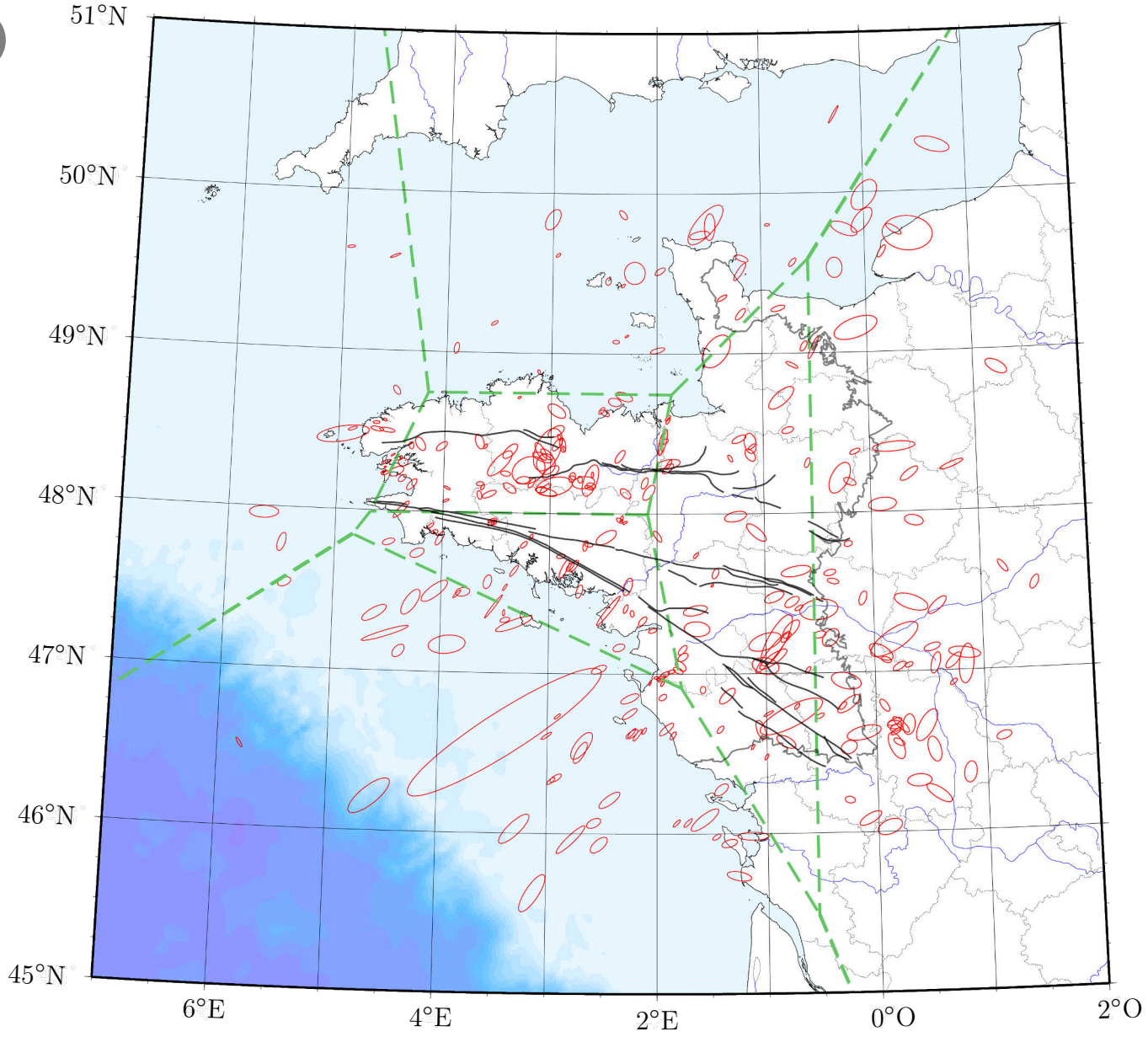


Figure IV.2-3 – Localisations des séismes. Chaque épicentre correspond à la moyenne des 1 000 meilleurs modèles, par cellule de Voronoï (trait verts)

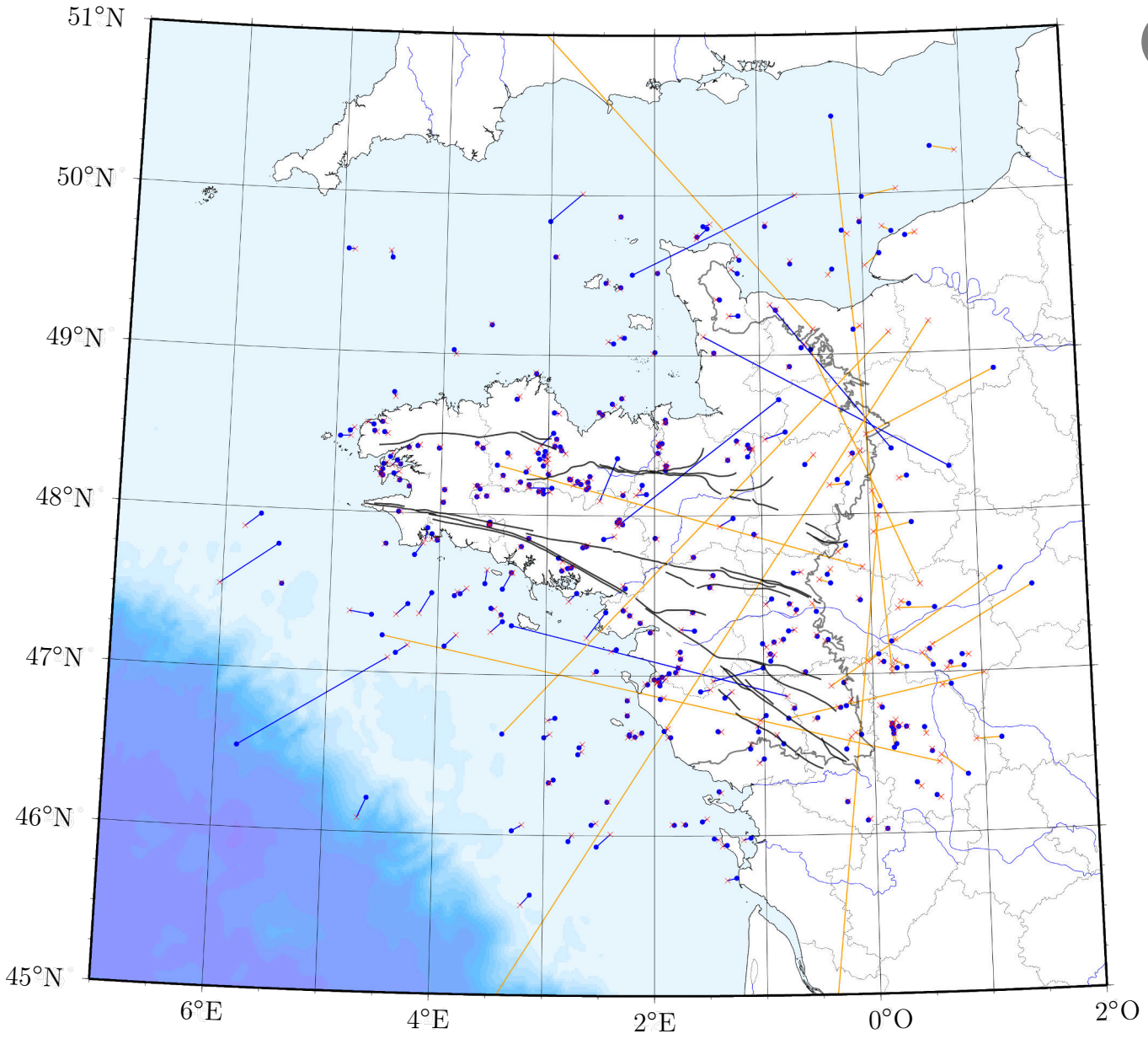


Figure IV.2-4 – Comparaison des épicentres relocalisés conjointement par cellules de Voronoï (#2, points et trait bleus) et des épicentres localisés individuellement (#1, croix rouges, *cf.* figure IV.1-2). En orange, les séismes appartenant à la cellule de Voronoï « G ».

des ondes P_n (Q_1=0,51 s ; Q_3=0,38 s) semblent posséder des distributions similaires. C'est encore une fois sur les ondes S_n que les résidus les plus grands sont enregistrés (Q_1=−0,6 s ; Q_3=1,3 s).

De manière générale, la différence de temps entre le 1er et le dernier quartile double, pour chaque phase, par rapport aux localisations individuelles (#1). La moyenne des résidus, toutes ondes confondues, demeure proche de zéro. Mais quelques événements mal localisés amplifient très fortement la variance ($1\sigma \simeq 4$ s, figure IV.2-2). Ainsi, en observant les moyennes des résidus, on s'aperçoit que les variances des résidus des ondes réfractées P_n ($\mu = -0,03 \pm 2,11$ s) et S_n ($\mu = 0,23 \pm 1,54$ s) sont plus faibles que les variances des résidus des ondes directes P_g ($\mu = 0,25 \pm 3,80$ s) et S_g ($\mu = -0,18 \pm 4,43$ s). Deux causes peuvent expliquer le fait que les résidus des ondes directes soient plus grands que ceux des ondes réfractées pour de forts résidus. La première cause est que la structure du manteau soit plus homogène et mieux contrainte que celle de la croûte. La seconde cause, plus probable, est que les séismes contraints à la fois par des ondes réfractées et des ondes directes sont mieux localisés que les séisme contraints uniquement par des ondes directes.

Les localisations épicentrales des séismes relocalisés simultanément pour chaque cellule de Voronoï sont présentées sur la figure IV.2-3. Comparées aux épicentres des séismes localisés individuellement (#1, figure IV.1-7), les ellipses d'incertitudes sont plus grandes, mais sont comparables en taille à celles du bulletin du RéNaSS. Les distances entre les localisations individuelles et simultanées sont en moyenne de 18,5 km, ce qui est très élevé. Néanmoins, la médiane est très faible, avec Q_2=2,6 km (Q_1=1,1 km ; Q_3=6,3 km). Alors, bien que les ellipses se soient élargies, les épicentres restent peu ou prou à la même position hormis quelques séismes (moins de 3%), affectant alors drastiquement la moyenne. La majorité de ces séismes proviennent de la cellule « G » (figure IV.2-4). Il semblerait que les séismes de l'est du Massif armoricain soient mal localisés avec le réseau PyrOPE, dont les stations sont majoritairement localisées le long du littoral, reflétant un changement de la structure sismique sur cet axe est-ouest.

Ainsi, dans le cas d'une détermination de plusieurs séismes, les localisations sont donc plus « floues » : l'épicentre est fidèlement retrouvé pour la grande majorité des séismes, mais les incertitudes épicentrales sont plus grandes.

Les résidus aux stations sont représentés par des densités de probabilités sur l'ensemble des modèles échantillonnés lors des phases stationnaires de la recherche McMC (figure IV.2-5 et IV.2-6).

Les distributions des résidus des ondes P_g sont toutes centrées et de forme gaussienne, voir leptocurtique, avec des résidus généralement compris entre -1 et 1 s (figure III.2-7a). Les distributions des résidus des ondes S_g sont légèrement plus aplaties, mais restent centrées en zéro, hormis pour quelques stations excentrées du réseau (p. ex., PY33, LRVF, SWN1 et ELSH) où, moins de pointés sont lus (voir figure III.2-7a).

Les résidus aux stations des ondes réfractées compressives P_n ont des distributions, dans l'ensemble, unimodales et centrées en zéro (figure IV.2-6). Mais, certaines sont bimodales (p. ex., JSA, PY41 et PY97). Les décalages en temps de la distribution par rapport à zéro, à certaines stations, semblent robustes (p. ex., PY33, PY43 et PY94) et pourraient par la suite faire l'objet d'une correction systématique *a priori* des données.

Les distributions des résidus aux stations des ondes S_n sont plus étalées que les distributions précédentes (figure IV.2-6) avec des décalages parfois importants (p. ex., PY95, PY95 et SWN1). Il est important de souligner ici que trop peu d'ondes S_n ont été enregistrées à certaines stations (p. ex., RENF, ELSH, PY40, PY42 et PY91) pour pouvoir interpréter des résidus cohérents aux stations.

2.3 Une structure mieux contrainte

Le fait d'intégrer plusieurs événements à la détermination stochastique des paramètres hypocentraux et structuraux, permet de dégager une structure sismique cohérente pour un ensemble de séismes. Les distributions des paramètres de structure sont présentés par cellules de Voronoï sur la figure IV.2-7. Les valeurs moyennes sont reportées dans le tableau IV.2-1.

Cette stratégie réduit considérablement les incertitudes sur la vitesse sismique des ondes dans la croûte (α_1) et le rapport de vitesse $\frac{\alpha}{\beta}$ (figure IV.2-7). Les distributions des paramètres,

IV

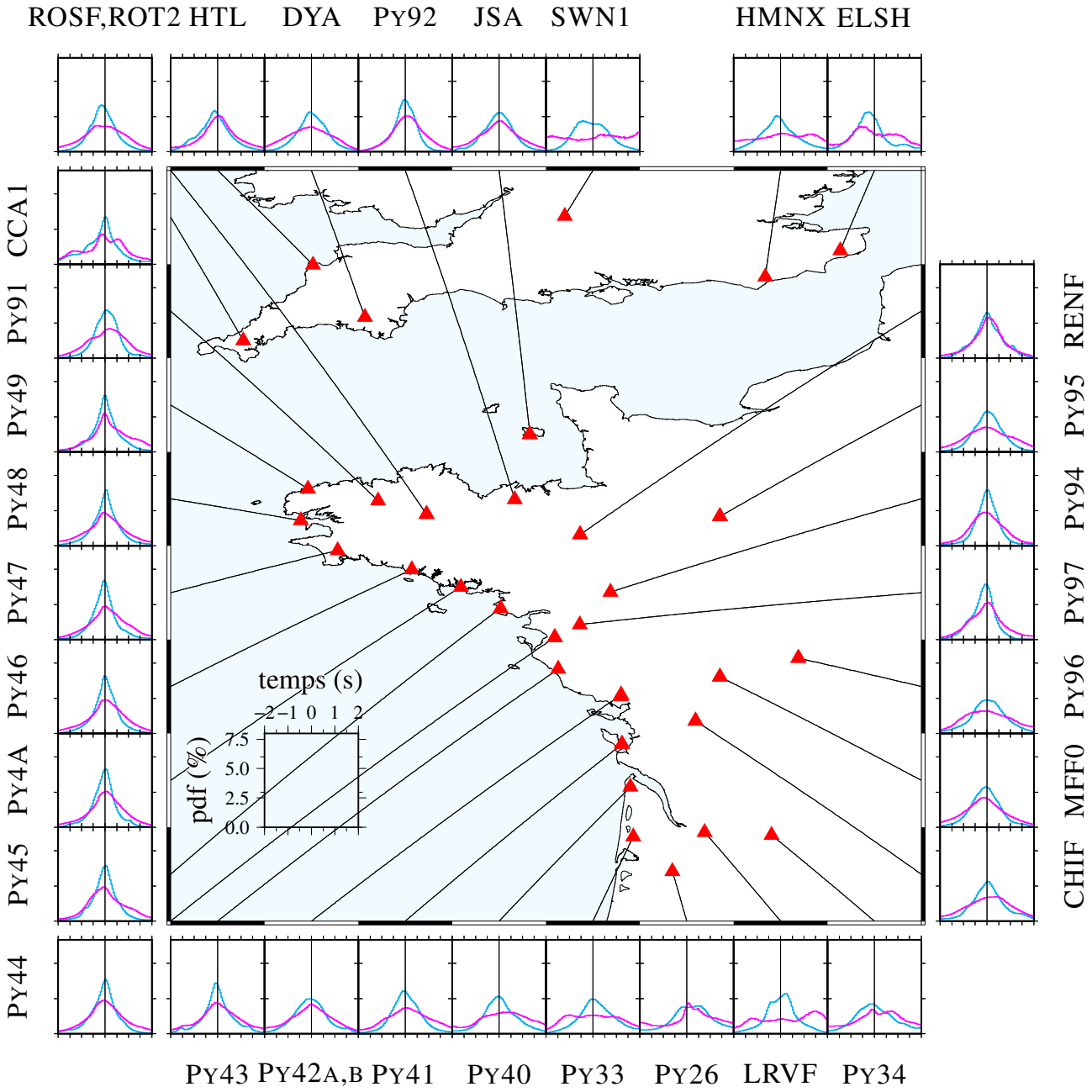


Figure IV.2-5 – Résidus aux stations des ondes directes P_g (en bleu) et S_g (en fuchsia) sur l'ensemble des modèles générés lors des phases stationnaires de la recherche McMC. Chaque histogramme doit être regardé en fonction du nombre de pointés effectués à la station (voir figure III.2-7a).

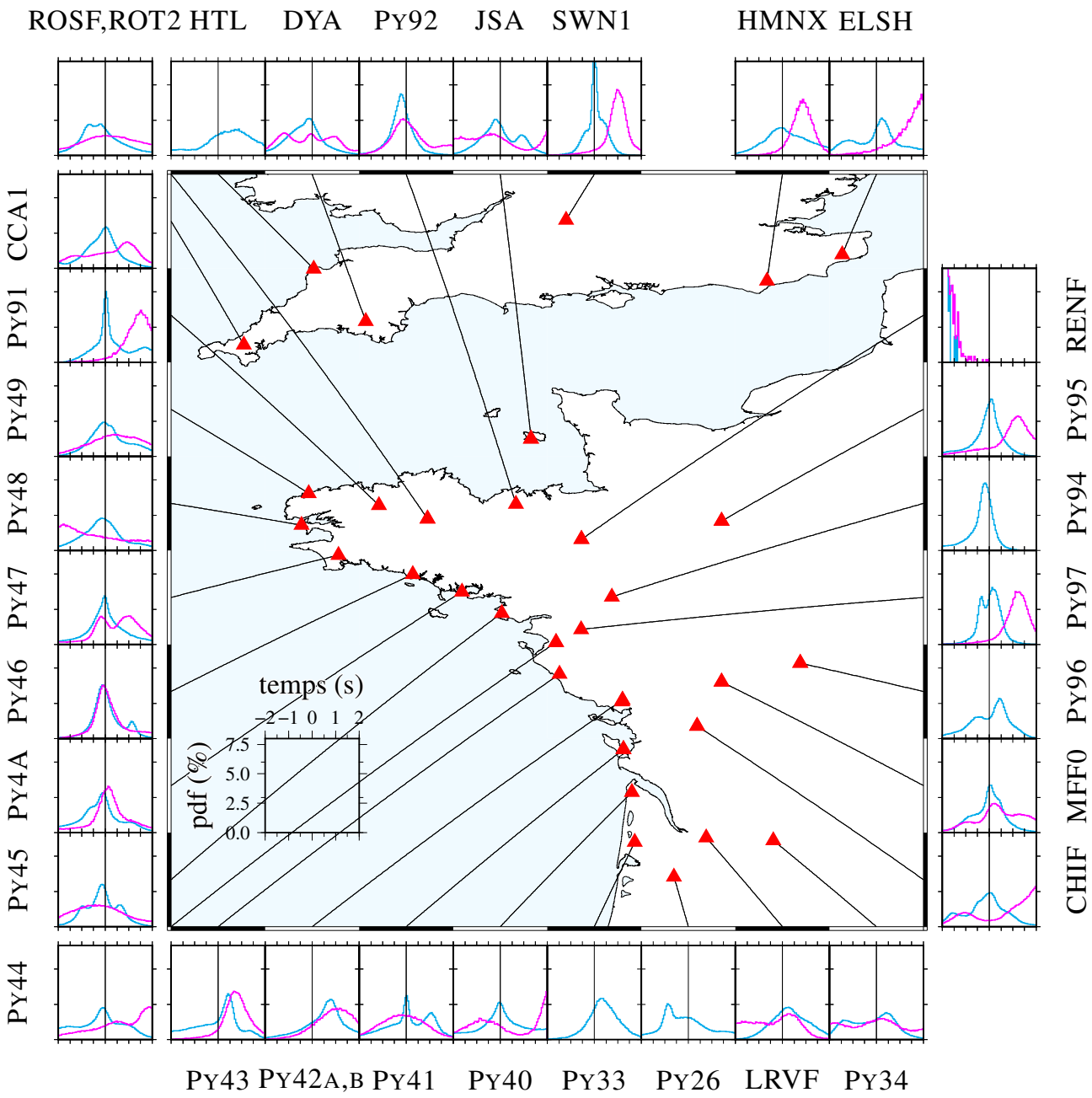


Figure IV.2-6 – Résidus aux stations des ondes réfractées P_n (en bleu) et S_n (en fuchsia) sur l'ensemble des modèles générés lors des phases stationnaires de la recherche McMC. Chaque histogramme doit être regardé en fonction du nombre de pointés effectués à la station (voir figure III.2-7a).

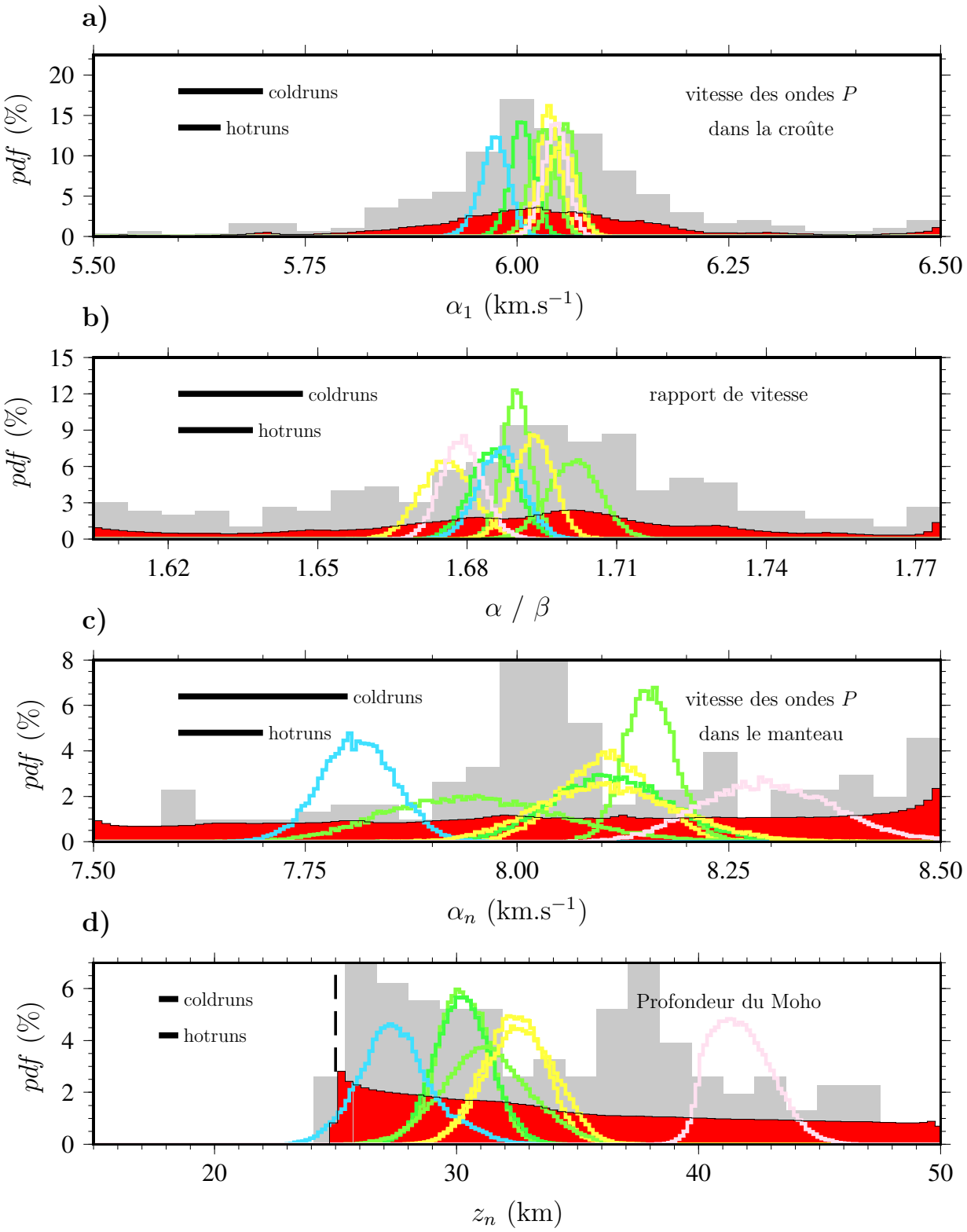


Figure IV.2-7 – Distributions des paramètres de structures, pour les cellules A, B, C, D, E, F et G, issues de l'ensemble des modèles de Terre échantillonnés lors des phases stationnaires. Chaque distribution est composée de 100 000 à 500 000 modèles, en fonction du nombre de séisme de chaque relocalisation simultanée (#2). La couleur de chaque histogramme correspond à la profondeur moyenne du Moho (figure IV.2-8). À titre de comparaison, les distributions rouges sont formées à partir de l'ensemble des modèles de Terre générés lors des localisations individuelles (#1, ~20 000 000 modèles) et les distributions grises correspondent aux moyennes des 1 000 meilleurs modèles de chacune de ces localisations individuelles. On note une seule modification de paramètre entre les procédures avec un élargissement du prior par réduction d'une borne minimale pour z_n.

sur les différentes cellules de Voronoï, sont très resserrées et proches les unes des autres, induisant une faible variabilité latérale. De plus, les maxima de ces distributions correspondent aux maxima des distributions issues des localisations individuelles (#1).

La distribution des vitesses de propagation des ondes sismiques dans le manteau α_n sont les plus dispersées. On observe une valeur assez faible ($\mu = 7,8$ km.s^{-1}) pour la cellule de Voronoï « E » et une valeur plutôt forte ($\mu = 8,3$ km.s^{-1}) pour la cellule « G ». Mais, pour les autres cellules, la valeur de $8,1 \pm 0,1$ km.s^{-1}est tout à fait en accord avec les profils de sismique réfraction (chapitre I.2). Ces distributions diffèrent largement de celles issues des localisations individuelles où une partie non négligeable des moyennes des distributions se retrouve au centre du prior et où la distribution *a posteriori* de l'ensemble des modèles

Tableau IV.2-1 – Valeurs moyenne ($\pm 1\sigma$) des paramètres de structure des 1 000 meilleurs modèles de chaque séisme, nombre de séismes et de pointé, par cellule de Voronoï (#2). Pour comparer avec les localisations individuelles (#1), se reporter au tableau IV.1-1.

cellule	« A »	« B »	« C »	« D »
# séismes	16	47	37	58
# onde P_g	174	592	437	666
# onde P_n	50	142	66	50
α_1 (km.s^{-1})	6,04 ±0,01	6,03 ±0,01	6,01 ±0,01	6,06 ±0,01
α_n (km.s^{-1})	8,12 ±0,04	8,15 ±0,03	8,10 ±0,06	7,93 ±0,09
z_n (km)	32,3 ±0,9	30,2 ±0,9	29,7 ±1,0	30,5 ±1,5
$\frac{\alpha}{\beta}$	1,677 ±0,004	1,690 ±0,002	1,687 ±0,004	1,703 ±0,004

cellule	« E »	« F »	« G »
# séisme	22	52	72
# onde P_g	252	591	776
# onde P_n	89	95	166
α_1 (km.s^{-1})	5,98 ±0,01	6,05 ±0,02	6,05 ±0,01
α_n (km.s^{-1})	7,81 ±0,03	8,10 ±0,07	8,29 ±0,07
z_n (km)	26,6 ±1,2	32,4 ±1,2	41,6 ±1,1
$\frac{\alpha}{\beta}$	1,688 ±0,004	1,694 ±0,004	1,680 ±0,004

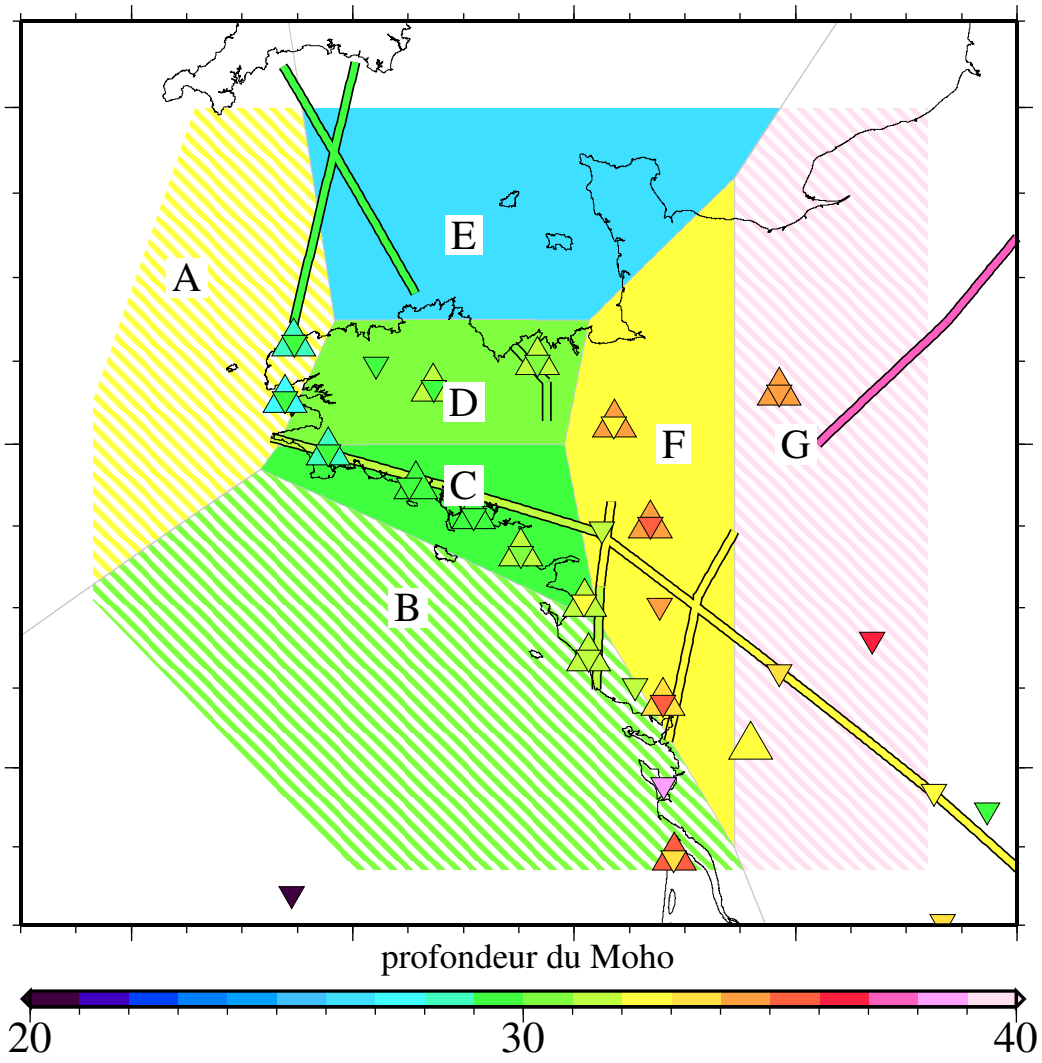


Figure IV.2-8 – Carte de la profondeur apparente du Moho déterminée par cellule de Voronoï. Les zones colorées sont réduites autour des épicentres des séismes. Les régions hachurées sont celles où la couverture de stations est la moins dense et présente pour de nombreux séismes de larges lacunes azimutales. Les profils sismiques réfractions et réflexions (ÉCORS, SWAT et Armor) sont représentés sur la carte en fonction des profondeurs de Moho. Les triangles représentent les profondeurs de Moho issues des fonctions récepteur calculées par J. Vergne & É. Beucler (« pointes en haut », *communication personnelle*, 2013) et Chevrot & coll. (« pointes en bas », 2014).

échantillonnés est relativement semblable à la distribution uniforme *a priori*.

Les distributions des profondeurs du Moho z_n illustrent une certaine variabilité latérale de ce paramètre. Hormis, pour la cellule de Voronoï « G » qui converge vers un Moho profond (supérieur à 40 km), les valeurs moyennes de profondeur de cette discontinuité sont comprises entre 27 et 32 km. Les cellules « A » et « F » ont des profondeurs de Moho proches du centre du prior (32,5 km), mais les distributions *a posteriori* sont très différentes d'une distribution *a priori* uniforme. Ainsi, ces valeurs ne reflètent pas une indétermination de ce paramètre, contrairement à certaines localisations individuelles (figure IV.2-7.d, distribution

grise). En effet, de nombreuses moyennes des distributions des localisations individuelles se concentrent autour de 37,5 km de profondeur, correspondant à l'ancienne valeur centrale du prior. La distribution *a posteriori* de l'ensemble des modèles échantillonnées par les localisations individuelles est monotone et très proche de la distribution uniforme *a priori*.

Une carte de la profondeur du Moho reprend les valeurs moyennes des distributions pour chaque cellule de Voronoï (figure IV.2-8). Premièrement, au centre et à l'ouest du Massif armoricain (cellules « C » et « D »), la profondeur du Moho de 30 ± 1 km est en accord avec les valeurs issues des profils sismiques réfractions (Sapin & Prodehl, 1973) et réflexions (Armor 1, Bitri & coll., 1997) ainsi que des fonctions récepteur (Jérome Vergne & Éric Beucler, *communication personnelle*, 2013 ; Chevrot & coll., 2014) obtenues de manière totalement indépendante. Au sud, la cellule « B » indique la même valeur de 30 km. Ensuite, on note un approfondissement du Moho vers l'est (cellule « F ») de 2 ou 3 km, toujours compatible avec les profils sismiques ÉCORS (Bois & ÉCORS scientific party, 1988) et Armor 2 (Bitri & coll., 2003). Les fonctions récepteur semblent ici obtenir des valeurs légèrement plus fortes vers 35 km. Plus à l'est encore, la profondeur du Moho augmente pour atteindre la valeur de 41,5 km (cellule « G »). Le profil sismique ÉCORS (Bois & ÉCORS scientific party, 1988) corrobore cette évolution en observant un Moho s'approfondissant sous le Bassin de Paris de 35 à 40 km. L'interprétation des profondeurs issues des fonctions récepteur dans le quart sud de la carte est délicate, considérant la variabilité importante des profondeurs. Au nord, la cellule « E » présente le Moho le plus superficiel, 3 km moins profond que le profil SWAT (Cloetingh & coll., 2013). Enfin, la cellule « A », à l'extrême ouest du massif, montre une profondeur de Moho plus forte de 2 à 4 km que les valeurs attendues par les fonctions récepteur ou le profil SWAT. Cependant, cette cellule contient peu de séismes et souffre des plus grandes lacunes observationnelles. Pour conclure, ces profondeurs de Moho ne semblent s'accorder localement ni aux compilations de données de plus grande échelles fournies par Ziegler & Dèzes (2006), Tesauro & coll. (2008), Grad & coll. (2009) et Molinari & Morelli (2011) dont les jeux de données sont semblables, ni au modèle de Lefort & Agarwal (2002) issu de données gravimétriques (*cf.* figure I.2-5).

Pour accroître la cohérence des modèles de Terre définis par cellule et éviter que la structure recherchée soit une vison apparente de modèles potentiellement différents, chaque séisme pourrait être localisé à partir de stations présentes uniquement dans la cellule concernée. Cependant, un réseau plus dense doit alors être employé, afin de conserver un nombre

de données satisfaisant par séisme.

Relocalisations individuelles avec un modèle de Terre restreint

et comparaison aux précédentes localisations et structures

Sommaire

3.1 Des résidus qui restent faibles 224
3.2 L'effet de la restriction du prior sur les paramètres structuraux 225
3.3 La localisation épicentrale dans le Massif armoricain 227
3.4 La profondeur des événements du Massif armoricain 228

La flexibilité de l'approche développée dans le cadre de ce travail permet, en jouant sur les bornes des priors, d'apporter un regard complémentaire sur les distributions individuelles (#1). Les modèles de Terre, définis précédemment en divisant le Massif armoricain en sept cellules de Voronoï (#2), sont ici repris afin de quantifier l'effet de la restriction du prior sur les paramètres structuraux lors de relocalisations individuelles des séismes du catalogue 2011–2013. Ces nouvelles relocalisations individuelles et leurs modèles de Terre seront, par la suite, désignés par le symbole : #3.

Dans chacune des cellules (figure IV.2-1), le prior est centré autour de la moyenne des 1 000 meilleurs modèles obtenus à la section IV.2, avec de nouvelles bornes minimales et maximales déterminées par les valeurs de $\pm 3\sigma$ (#2, tableau IV.2-1). Chaque relocalisation individuelle converge statistiquement autour du modèle de Terre le plus probable sachant les données, dont les configurations des paramètres de structure ont déjà été préalablement échantillonnées par la distribution de probabilités *a posteriori* des relocalisations simultanées dans la même cellule. En refusant l'échantillonnage d'une partie de l'espace des paramètres,

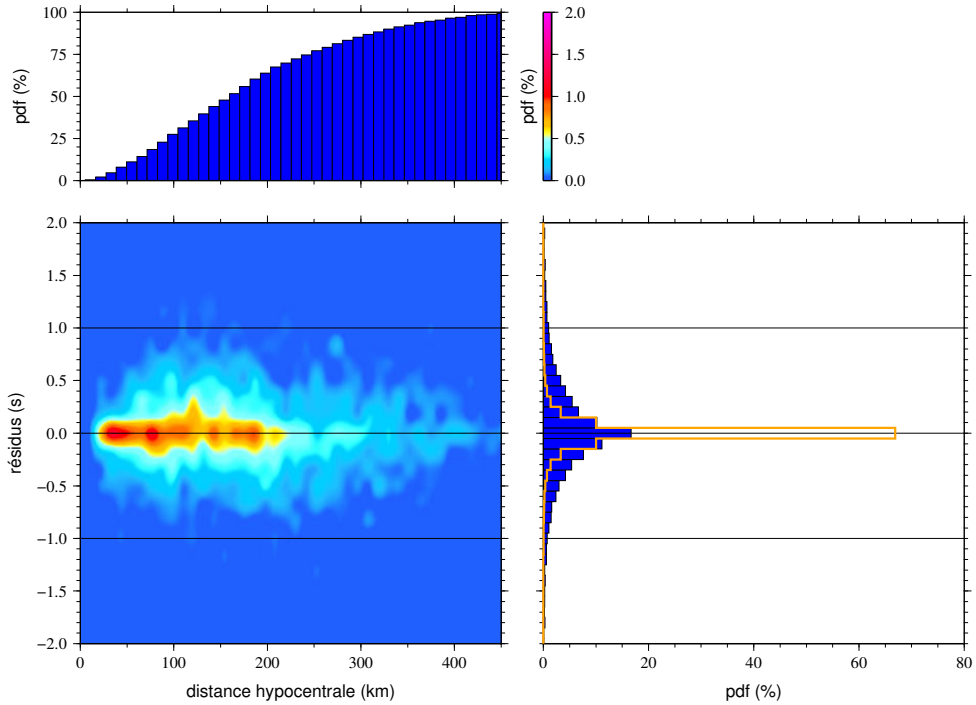


Figure IV.3-1 – Résidus sur les pointés P_g, S_g, P_n et S_n (μ=−0,01 s et $1\sigma = 0,70$) issus de relocalisations individuelles des séismes avec un modèle de Terre restreint par cellule de Voronoï. L'histogramme orange représente la distribution des incertitudes lues sur les sismogrammes sous la forme d'une somme de gaussiennes centrées. Voir les figures IV.1-1 et IV.2-2, pour plus de détails et à titre de comparaison, pour les localisations individuelles (#1) et les localisations simultanées (#2).

les épicentres pourraient se déplacer de manière importante et les résidus augmenter drastiquement. Ces variations seraient alors le signe que le nouvel espace des paramètres est trop restreint, étant donné que certaines observations ne sont plus expliquées par un modèle de Terre cohérent globalement mais inadapté localement.

Par comparaison avec les précédentes localisations (#1 et #2), on peut ainsi appréhender les incertitudes sur les paramètres de structure, estimer la robustesse des épicentres et évaluer les changements entre les différentes profondeurs des séismes.

3.1 Des résidus qui restent faibles

Les résidus des ondes (figure IV.3-1) sont légèrement plus importants que dans le cas des localisations individuelles sans restriction du modèle de Terre (#1, figure IV.1-1) en restant toutefois bien inférieurs aux résidus issus des relocalisations simultanées (#2, figure IV.2-2). Les ondes P_g sont logiquement les mieux contraintes ($\mu = -0,01 \pm 0,5$ s ; $Q_2 = -0,20$ s ; $Q_3 = 0,18$ s) que les ondes S_g ($\mu = -0,02 \pm 0,9$ s ; $Q_2 = -0,30$ s ; $Q_3 = 0,35$ s) et P_n ($\mu = -0,02 \pm 0,7$ s ;

$\mathcal{Q}_2 = -0,29$ s ; $\mathcal{Q}_3 = 0,26$ s). Contrairement aux autres phases, les ondes S_n ($\mu = 0,17 \pm 1,2$ s ; $\mathcal{Q}_2 = -0,56$ s ; $\mathcal{Q}_3 = 0,96$ s) ont des résidus plus forts et avec une moyenne non nulle, pointant de possibles biais sur les paramètres de structures α_n et z_n.

3.2 L'effet de la restriction du prior sur les paramètres structuraux

Les paramètres α_1 ($\mu = 6,035 \pm 0,037$ km.s^{-1}), α_n ($\mu = 8,103 \pm 0,17$ km.s^{-1}) et $\frac{\alpha}{\beta}$ ($\mu = 1,690 \pm 0,012$) sont ainsi les mieux contraints et les plus stables. La profondeur du Moho z_n est légèrement plus superficielle, avec une moyenne $\mu = 32,96$ km, cependant l'écart-type reste important ($1\sigma = 5,03$). Ainsi, le modèle de Terre moyen, retrouvé par l'ensemble des relocalisations individuelles dans un modèle de Terre restreint, est très proche du modèle moyen défini sans restriction des paramètres structuraux (tableau IV.1-1).

Si l'on regarde précisément le modèle de Terre pour chaque cellule de Voronoï (figure IV.3-2), les distributions *a priori* et *a posteriori* sont parfois semblables et parfois très différentes, certaines sont dissymétriques et s'accolent aux bornes du prior. Lorsque la distribution est uniforme, il y a équiprobabilité ; il n'y a donc pas de meilleur modèle et tous expliquent au mieux les données (cellule « A », « B », « D » et « G »). Ces intervalles correspondent à une restriction de l'espace des paramètres définis précédemment, grâce au concours d'un ensemble de séismes. Ainsi, il est naturel que, pour les paramètres de structure, la somme de fonctions de densités individuelles soit moins précise que la densité totale issue des localisations simultanées (#2). Pour un paramètre donné, lorsque la distribution est plaquée contre une borne du prior, le modèle de Terre est sans doute trop restreint et des compensations (covariances) entre les paramètres sont nettement mises en place : sous-estimation de α_n et sur-estimation de z_n pour la cellule « E » ; sous-estimation de α_1 et sur-estimation de $\frac{\alpha}{\beta}$ pour la cellule « F » ; sous-estimation de α_1, α_n et z_n pour la cellule « C ».

Il est difficile de définir un modèle moyen de la structure 1-D apparente du Massif armoricain. Le modèle utilisé par le Laboratoire de Détection et de Géophysique du DAM-CÉA (LDG) n'est pas adapté à la structure de l'ouest de la France, avec un Moho trop superficiel et la présence d'une épaisse couche de sédiments. Le modèle « Haslach simplifié » (Rothé & Peterschmitt, 1950), utilisé par le Réseau National de Surveillance Sismique (RéNaSS),

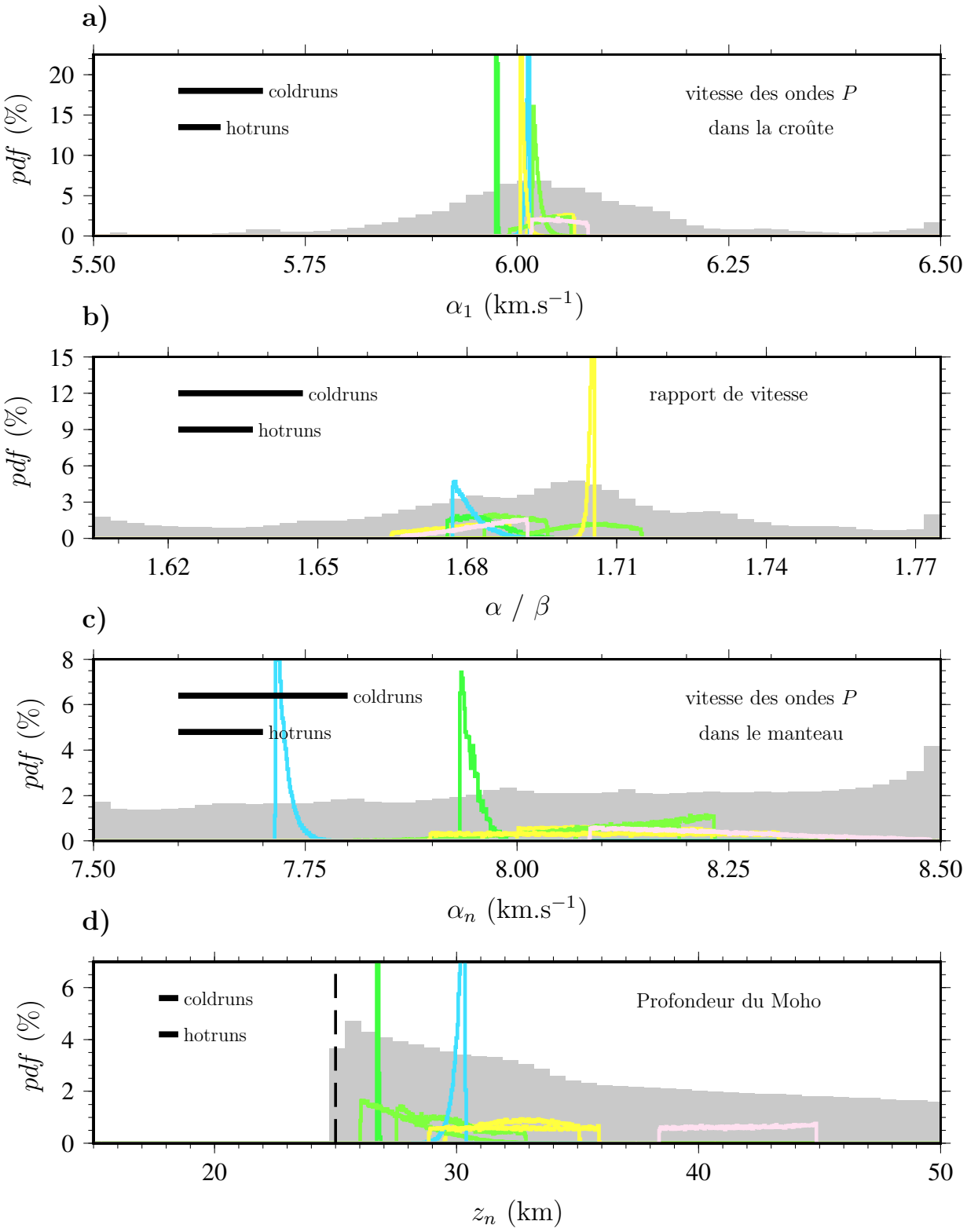


Figure IV.3-2 – Distributions des paramètres de structure, pour les cellules A, B, C, D, E, F et G. Ces distribution sont évaluées à partir de l'ensemble des modèles échantillonnés lors des phases stationnaires, pour des relocalisations individuelles avec un modèle de Terre restreint (#3). La couleur de chaque histogramme correspond à la profondeur moyenne du Moho définie par les relocalisations simultanées (#2, figures IV.2-8 et IV.2-7). À titre de comparaison, les distributions grises sont formées à partir de l'ensemble des modèles de Terre générés des localisations individuelles (#1) avec de larges priors sur les paramètres de Terre (section IV.1).

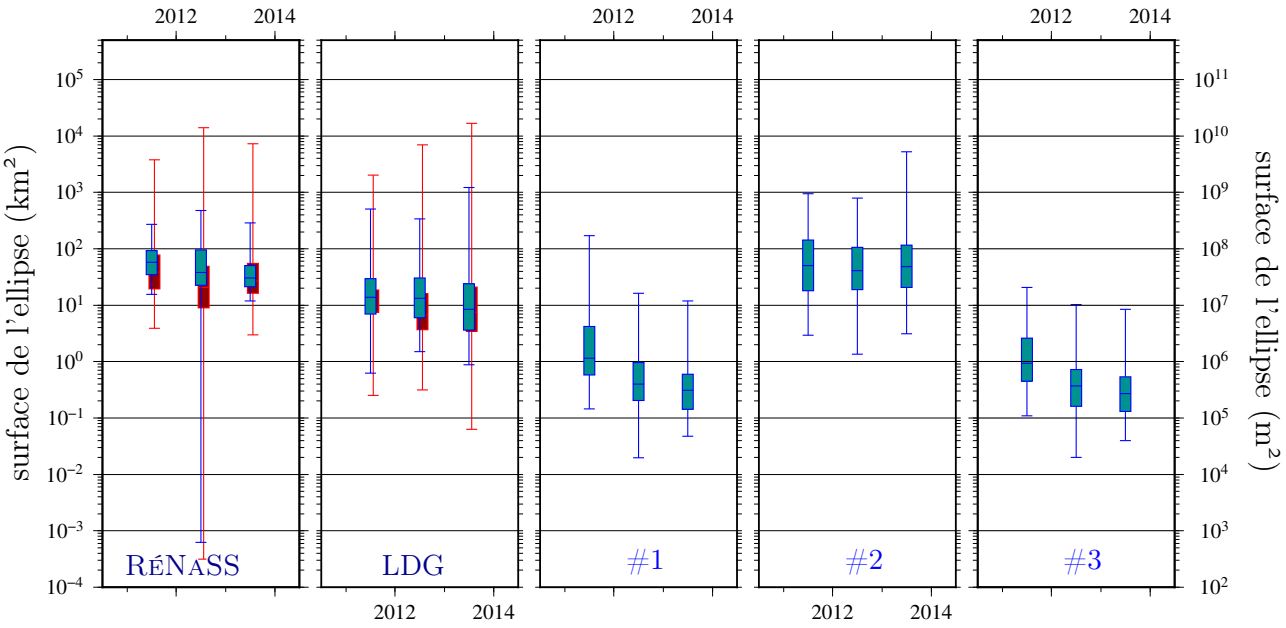


Figure IV.3-3 – Évolution de la surface des incertitudes (1σ) épicentrales entre 2011 et 2013, en France métropolitaine et dans le Massif armoricain. De gauche à droite, sont représentés : les bulletins du RéNaSS ; du LDG ; les localisations individuelles (#1) ; les relocalisations simultanées de plusieurs séismes (#2) ; les relocalisations individuelles avec un modèle de Terre restreint (#3). Les « boîtes à moustache » correspondent à la médiane ($\mathcal{Q}_2$) entourée des quartiles ($\mathcal{Q}_1$ et $\mathcal{Q}_3$) ; alors que les bornes indiquent les extrema ($\mathcal{Q}_0$ et $\mathcal{Q}_4$).

semble plus approprié à la structure moyenne régionale, malgré des rapports $\frac{\alpha}{\beta}$ probablement trop forts et une vitesse sismique crustale des ondes *P* légèrement sous-estimée.

3.3 La localisation épicentrale dans le Massif armoricain

Les différences entre les localisations individuelles, avec (#3) et sans (#1) restriction sur le modèle de Terre, en termes de distances épicentrales, sont faibles. En effet, entre les deux épicentres de chaque séisme, on observe une distance moyenne de $\mu = 2,5 \pm 3,9$ km avec une médiane $\mathcal{Q}_2 = 1,24$ km ($\mathcal{Q}_1 = 0,4$ km ; $\mathcal{Q}_3 = 3,1$ km). Les localisations individuelles sans restriction sur le modèle de Terre sont stables et semblent donc robustes. Les surfaces des ellipses diminuent légèrement (figure IV.3-3), et les solutions offrent des distributions *a posteriori* des paramètres légèrement moins étendues.

Ainsi, l'épicentre du séisme est bien contraint par la méthode développée pendant ce travail, que ce soit dans le cas local du séisme de Vannes (Haugmard & coll., 2016), ou pour la sismicité régionale du Massif armoricain. ϕ et λ sont de manière générale faiblement corrélés aux autres paramètres, attestant de l'indépendance des déterminations épicentrales

par rapport aux connaissances *a priori* sur la structure.

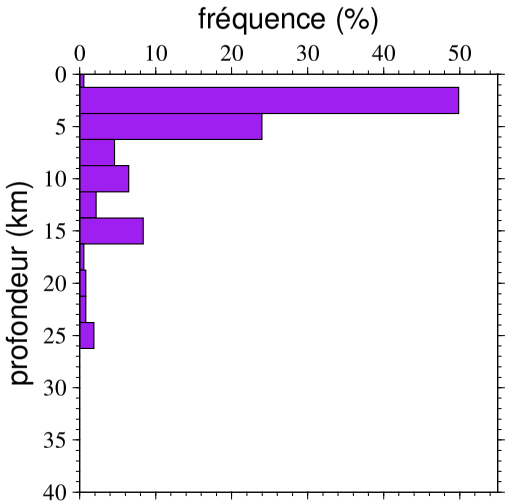
3.4 La profondeur des événements du Massif armoricain

Les profondeurs des événements dans le Massif armoricain (figure IV.3-4) publiées par les bulletins, entre 2011 et 2013, sont très superficielles. Le LDG localise ainsi 85% de la sismicité armoricaine à une profondeur inférieure ou égale à 10 km (figure IV.3-4a). De la même manière, le RéNaSS recense 95% des séismes avec une profondeur inférieure ou égale à 10 km (figure IV.3-4b). On a déjà noté que la profondeur des séismes est un paramètre mal contraint par les techniques habituelles (type Geiger) dont les modèles de Terre d'usage sont des modèles conçus pour l'ensemble du territoire métropolitain et non adaptés à la localisation des séismes armoricains.

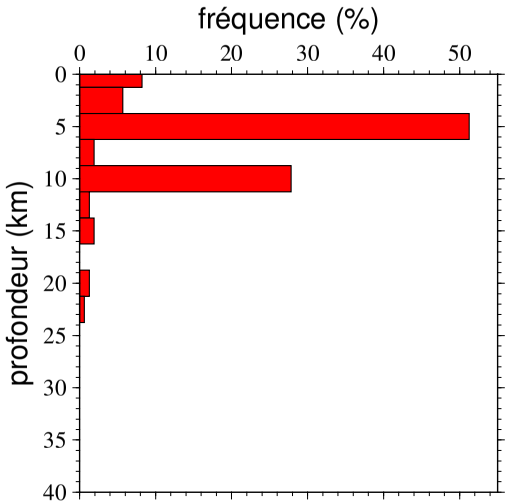
Par ailleurs, le catalogue Si-Hex (composés de près de 3 000 événements pour le Massif armoricain, dont plus d'un tiers sont localisés par Arroucau, 2006) dénombre moins de 50% des séismes avec une profondeur inférieure ou égale à 10 km (figure IV.3-4c). On observe une profondeur préférentielle manifeste de 20 km qui s'avère être de plus en plus marquée vers la fin du catalogue (spécifiquement depuis 2004). Cependant Arroucau (2006, figure 5.17, p. 154) évalue 80% de la sismicité armoricaine à une profondeur strictement inférieure à 15 km, avec une diminution monotone du nombre d'événements, depuis 8 à 10 km, jusqu'à la discontinuité de Mohorovičić.

Les différentes localisations individuelles et simultanées (figure IV.3-4d à f) montrent globalement une décroissance du nombre de séismes avec la profondeur, plus lisse que les bulletins. Lorsque les séismes sont localisés simultanément, en recherchant les paramètres de structure (#2, figure IV.3-4e), le maximum de probabilité se trouve entre 10 et 15 km. Cette profondeur préférentielle était déjà perceptible dans les localisations individuelles (#1, figure IV.3-4d) et perdure dans les relocalisations individuelles avec restriction du prior sur les paramètres de structure (#3, figure IV.3-4f).

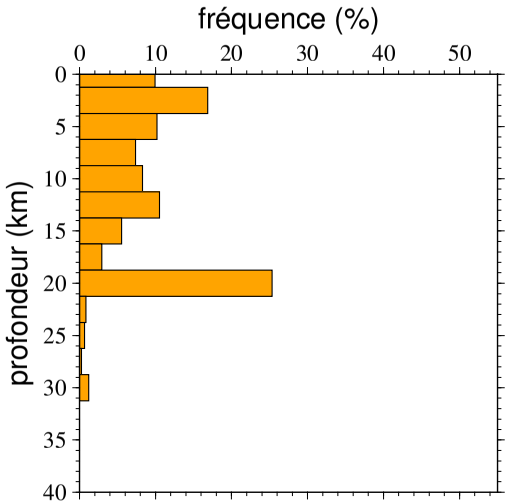
La distribution des profondeurs des séismes peut permettre de caractériser le comportement mécanique de la lithosphère (p. ex., Chen & Molnar, 1983 ; Bourgeois & coll., 2005). Ce comportement rhéologique peut être simplifié en deux comportements mécaniques élémentaires : fragile et ductile. En supposant une lithosphère à l'équilibre, un gradient



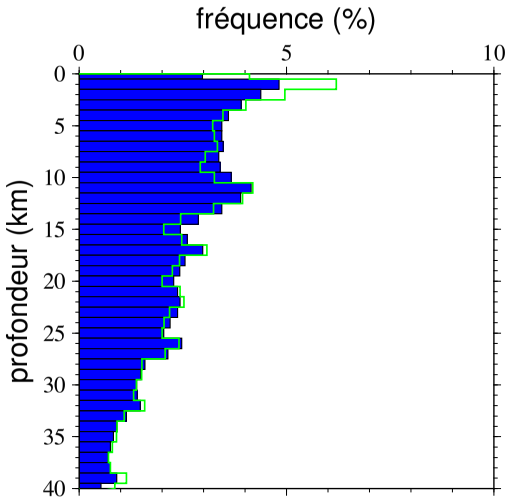
(a) Bulletin du LDG de 2011 à 2013 ;



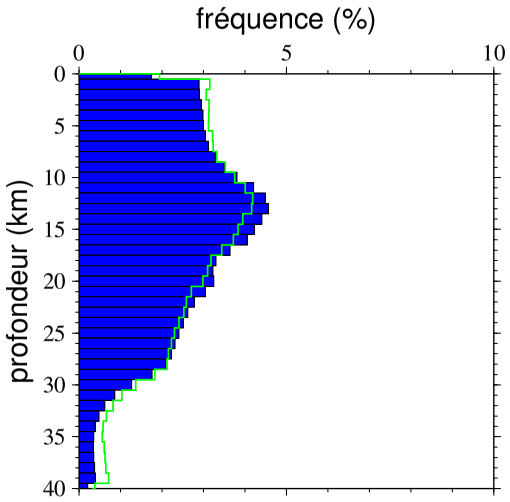
(b) Bulletin du RéNaSS de 2011 à 2013 ;



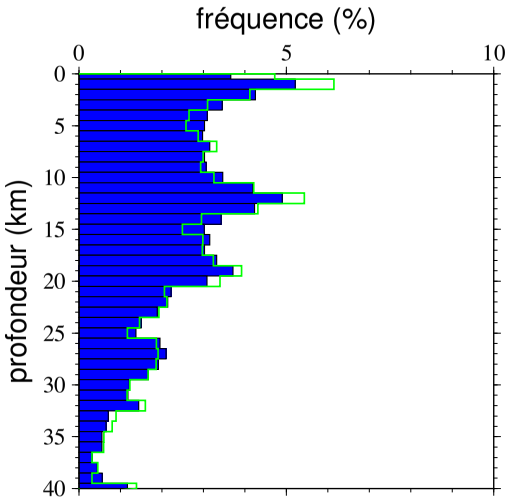
(c) Catalogue Si-Hex de 1962 à 2009 (Cara & coll., 2015) ;



(d) Localisations individuelles (304 séismes) avec un prior large sur le modèle de Terre (#1) ;



(e) Localisations simultanées (304 séismes, regroupées par cellules de Voronoï, #2) ;



(f) Localisations individuelles (304 séismes) avec un modèle de Terre contraint (#3).

Figure IV.3-4 – Profondeurs des séismes du Massif armoricain. Pour les trois figures du bas : les histogrammes bleus correspondent à l'ensemble de modèles générés pendant les périodes stationnaires des différentes déterminations (#1, #2 et #3) ; les histogrammes verts, aux 10 000 meilleurs modèles rencontrés pour chaque séisme.

géothermique uniforme et une vitesse de déformation constante, la représentation les variations de la résistance en fonction de la profondeur est appelée « profil rhéologique ». L'augmentation linéaire en profondeur modélise un comportement fragile selon la loi de Byerlee (1978). Les zones ductiles sont simulées par une décroissance en loi de puissance. La stratification rhéologique des lithosphères est gouvernée, au premier ordre, par les variations de température mais aussi de pression, de composition chimique, de la pression des fluides et de la vitesse de déformation (Cagnard, 2005). L'augmentation entre 10 et 12 km de profondeur, observée ici (figure IV.3-4d à f), est en accord avec la profondeur de plasticité du quartz (Scholz, 1990).

Conclusion & perspectives

La localisation précise de séismes locaux et régionaux, dans un contexte de sismicité intracontinentale modérée où le modèle de vitesses sismiques est estimé avec de larges incertitudes, ainsi que la définition d'incertitudes formelles sur les paramètres hypocentraux, est au cœur de ce travail. Le développement d'une méthode de détermination de type Monte-Carlo par chaîne de Markov des paramètres hypocentraux et structuraux permet de s'affranchir de connaissances *a priori* et notamment de la structure sismique actuellement estimée avec de larges incertitudes sur le Massif armoricain. De plus, cette méthode s'adapte à une couverture sismologique hétérogène et fortement contrainte par la façade atlantique. L'analyse des covariances entre les paramètres et l'étude générale des fonctions de densités de probabilité *a posteriori* des paramètres permet de caractériser les solutions hypocentrales et de quantifier les relations entre les paramètres hypocentraux et structuraux.

L'application de cette méthode sur des données provenant de réseaux permanents et temporaires entre 2011 et 2013, permet de préciser la localisation de plus de 300 séismes régionaux, en abaissant la surface des ellipses d'incertitudes épicentrales d'un, voire de deux ordres de grandeur par rapport aux bulletins nationaux. Ce jeu de données représente près de 6 500 pointés, effectués manuellement avec l'assignation d'une incertitude pour chacun. Un modèle de Terre cohérent définit une profondeur du Moho d'environ 31 km pour le Massif armoricain, s'approfondissant vers l'est, en accord avec les profils sismiques (Sapin & Prodehl, 1973 ; Bois & ÉCORS scientific party, 1988 ; Bitri & coll., 1997) ou les fonctions récepteur (Chevrot & coll., 2014). Les épicentres des séismes ne sont pas cantonnés aux grands accidents tectoniques majeurs du Massif et l'aspect diffus de la sismicité du Grand Ouest semble se maintenir.

Dans le cas local, la procédure d'inversion permet, en traitant les séismes de façon individuelle ou simultanée, de contraindre précisément les profondeurs d'une quarantaine d'événements, lors d'une campagne temporaire suivant le séisme de Vannes du 21 novembre 2013, par la construction d'un modèle de Terre cohérent, la définition de résidus statiques aux stations et l'apport de données maîtrisées issues de tir de carrières.

Ce travail ouvre plusieurs perspectives concernant le développement de la méthode, les moyens d'observation et de futures applications.

Dans ce travail, nous avons fait le choix de travailler initialement avec le minimum de paramètres requis pour le calcul des temps de propagation des ondes. Afin d'affiner la modélisation du problème direct, il est envisageable d'accroître le nombre de paramètres de structure (en veillant à conserver un temps de résolution du problème direct aussi faible que possible). Des améliorations envisagées pourraient être :

— *un pendage de la discontinuité de Mohorovičić*, défini par deux angles (azimut et pendage). Ces paramètres pourraient alors modéliser le pendage du Moho vers l'est dans le Massif armoricain (figure IV.2-8). Dans l'état actuel de l'implémentation du code, le problème direct peut être résolu avec un Moho incliné, mais ces paramètres sont fixés en amont, sans être déterminés au cours d'un processus d'inversion ;

— *une variation de la vitesse dans la croûte en fonction de la profondeur*, définie par un gradient $\alpha(z)$. En suivant par exemple les équations de Červený (2001), ce paramètre pourrait modéliser des variations de vitesses lors de localisations simultanées de séismes de différentes profondeurs ;

— *la présence facultative d'une discontinuité intracrustale*, définie par la profondeur de l'interface z_1 et d'une vitesse propre à la croûte inférieure α_2. La présence de deux croûtes (inférieure et supérieure) ne semble pas avérée pour le Massif armoricain. Mais, de même que le gradient, α_1 et α_2 pourraient améliorer la localisation simultanée de séismes de profondeurs variables ;

— *l'usage de deux rapports* $\frac{\alpha}{\beta}$, au lieu d'un actuellement, avec un rapport crustal $\frac{\alpha_1}{\beta_1}$ et un rapport mantéllique $\frac{\alpha_2}{\beta_2}$. Nous avons en effet remarqué une légère différence entre les quotients (figure IV.1-9), mais cette différence reste faible pour le Massif armoricain.

Ces modélisations peuvent être implémentées indépendamment les une des autres. Chacune permettrait, lors de localisations simultanées de plusieurs séismes, de converger vers un modèle de Terre se rapprochant de la structure sismique apparente effective. Lors de localisations individuelles, il est probable que ce modèle de Terre soit alors peu contraint. Cependant, la distribution *a posteriori* des paramètres hypocentraux sera alors représentative de l'ensemble, permettant alors la définition d'incertitudes formelles sur ces paramètres. Une manière d'incorporer ces nouveaux paramètres peut passer par l'usage de méthodes

bayésiennes transdimensionnelles (Green, 1995 ; Malinverno, 2002 ; Bodin & coll., 2012). Ces méthodes forment une classe d'algorithmes traitant du nombre de paramètres comme une inconnue inhérente au problème. En appliquant le principe de parcimonie, certains paramètres peuvent alors être incorporés à la modélisation de la structure (p. ex., discontinuité intracrustale), s'ils participent significativement à mieux expliquer les données.

Concernant l'implémentation pratique du code, un autre point d'évolution serait la création de routines permettant de lire et écrire à la fois les données et les résultats dans le format QuakeML (Schorlemmer & coll., 2011) qui tend à devenir un standard pour l'échange et la diffusion des données.

Le développement d'outils d'aide au dépouillement manuel des données doit se poursuivre, comme l'utilisation de la kurtosis. Lomnitz (2006) aborde par exemple la difficulté de pointer une onde émergente :

> « Generations of station seismologists faced the thankless chore of trying to pick an emerging signal in the presence of noise, yet the fact that this operation is inherently biased was ignored. When I once attempted to point this out, [Harold] Jeffreys[a] was upset. He claimed that no such bias existed because seismogram readers would attempt to overcompensate for late readings by picking some spurious early noise for the true signal. »

a. Sir Harold Jeffreys était un géophysicien, professeur plumien à l'Université de Cambridge (1891–1989).

La présence de bruit est ainsi la pierre d'achoppement de la détermination de pointés. Mais, ce n'est pas le seul obstacle, le pointé est dépendant de la fréquence dominante du signal. La procédure de dépouillement pourrait alors s'effectuer sur des spectrogrammes (dont un exemple est donné sur la figure II.2-2).

Par ailleurs, le signal est causal ; les effets ne peuvent pas précéder la cause. Alors, contrairement à l'impression de Cinna Lomnitz, il est, à mon sens, plus probable de pointer une arrivée juste après la première arrivée que juste avant celle-ci. Une manière de prendre en compte la causalité du signal est l'utilisation de fonctions de densités de probabilité non centrées dans la définition de la probabilité *a priori* des données. Une loi normale asymétrique (p. ex., Azzalini, 1985), dont le taux d'asymétrie dépend d'un facteur fixé empiriquement, est en cours d'implémentation pour le calcul de la vraisemblance. Une alternative de l'estimation des incertitudes autour des données est offerte par les méthodes « hiérarchiques

bayésiennes », déjà employées par Myers & coll. (2007) et Arroucau & Custódio (2015) dans le cas de la détermination de paramètres hypocentraux.

L'adjonction de phases réfléchies sur le Moho (*P*m*P* et *S*m*S*) permettrait de mieux contraindre la profondeur du Moho. Ces phases sont prépondérantes dans le signal sismique pour un domaine de distance épicentrale allant de 100 à 150 km, mais elles sont rarement dépouillées, car parfois difficiles à pointer lorsqu'elles se retrouvent cachées dans la coda des ondes directes (p. ex., Hrubcová & coll., 2013).

Dans le cas de localisation simultanée de nombreux séismes, les résidus aux stations pourraient être calculés en divisant une partie fixe (liée à une anomalie sous la station) d'une partie fonction de la distance épicentrale et du *back-azimuth* aux stations (liée à des variations latérales de vitesses ou à une anisotropie radiale).

La densification actuelle du réseau permanent, au sein du Réseau Sismologique Français (RéSIF), comblera rapidement un manque observationnel régional, occupé temporairement, entre 2011 et 2013, par l'expérience PyrOPE, dont a bénéficié cette thèse. Avec l'utilisation des stations britanniques, dans un cas idéal avec l'apport d'OBS [1] ou de MerMaid [2] en Atlantique, ce nouveau réseau permettra d'abaisser significativement la magnitude de complétude. Seule une méthode adaptée à cette région permettra de contraindre la localisation de séismes de faibles magnitudes ($M_W \leq 2$) à l'image de la sismicité locale enregistrée et localisée après le séisme de Vannes du 21 novembre 2013.

L'utilisation de cette méthode sur l'ensemble des séismes du Massif armoricain permettra de confirmer le caractère diffus intrinsèque de la sismicité, en produisant des localisations précises présentées sous la formes d'ellipses d'incertitudes. De plus, l'amélioration de la détermination en profondeur des séismes encouragera le calcul de mécanismes au foyer, permettant d'accéder à la nature du champ de contraintes régional. Les incertitudes et les

1. Un OBS, « Ocean Bottom Seismograph » en anglais, est un sismomètre posé au fond de l'océan.
2. Un MerMaid est un flotteur capable de dériver entre deux eaux et équipé d'hydrophones (Hello & coll., 2011).

résidus aux stations pourront être repris lors d'études tomographiques en ondes de volume, soulignant les contours 3-D des structures profondes du Massif armoricain.

L'utilisation future de la méthode de détermination non-linéaire des paramètres hypocentraux et structuraux, dans des domaines intracontinentaux dont la structure crustale est souvent mal connue, devrait fournir dans les prochaines années une vision plus précise, avec la définition d'incertitudes formelles, de la sismicité des grands intérieurs continentaux. En faisant évoluer le problème direct, cette méthode peut s'adapter à de nombreux contextes géologiques. Enfin, à plus petite échelle, cette méthode a montré son efficacité dans l'interprétation de campagnes sismiques temporaires où l'hypothèse d'un modèle moyen partagé par l'ensemble des données est plus facilement satisfaite.

Bibliographie

A

Aertgeerts, G. (2016), *Étude pétrologique des reliques ophiolitiques des complexes de Champtoceaux et d'Audierne : caractérisation des minéraux fibreux dans les roches mafiques et ultramafiques*, thèse de troisième cycle, LPG-Nantes, Université de Nantes, 595 p., 5 cit. p. 35, 37, et 38.

Allen, R. V. (1978), Automatic earthquake recognition and timing from single traces, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *68*(5), 1521–1532, 2 cit. p. 137 et 163.

Allen, R. V. (1982), Automatic phase pickers: Their present use and future prospects, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *72*(6B), S225–S242, cit. p. 163.

Amorèse, D., A. Walker, J.-L. Lagarde, J.-P. Santoire, P. Volant, M. Font & M. Lecornu (2000), New seismotectonic data from an intraplate region: Focal mechanisms in the Armorican Massif (northwestern France), *Geophys. J. Int.*, *143*(3), 837–846, 3 cit. p. 24 et 26.

Anderson, K. R. (1981), Epicentral location using arrival time order, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *71*(2), 541–545, 4 cit. p. 94, 127, 128, et 140.

Andrieu, C., N. de Freitas, A. Doucet & M. I. Jordan (2003), An Introduction to McMC for Machine Learning, *Machine Learning*, *50*(1), 5–43, cit. p. 76.

Arroucau, P. (2006), *Sismicité du Massif armoricain : relocalisations et interprétation tectonique*, thèse de troisième cycle, LPG Nantes, Université de Nantes, 230 p., 13 cit. p. 16, 18, 42, 44, 47, 50, 64, 65, 69, 109, 118, et 228.

Arroucau, P. & S. Custódio (2015), A hierarchical Bayesian approach for earthquake location and data uncertainty estimation in 3D heterogeneous media, *EGU Meeting*, Vienne, 12-17 avril, abstract #11462, cit. p. 236.

Arroucau, P., A. Mocquet & P. Vacher (2006), Atténuation de l'intensité macrosismique pour la France métropolitaine : importance de l'intensité épicentrale, *C. R. Geoscience*, *338*(9), 596–605, cit. p. 44.

Arvidsson, R. (1996), Fennoscandian Earthquakes: Whole Crustal Rupturing Related to Postglacial Rebound, *Science*, *274*(5288), 744–746, cit. p. 28.

Autran, A., J. P. Lefort, N. Debeglia, J. B. Edel & J. L. Vigneresse (1994), *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*, chap. Gravity and Magnetic Expression of Terranes in France and Their Correlation Beneath Overstep Sequences, p. 49–72, Springer, 5 cit. p. 40, 47, 48, et 49.

Averbuch, O. & C. Piromallo (2012), Is there a remnant Variscan subducted slab in the mantle beneath the Paris basin? Implications for the late Variscan lithospheric delamination process and the Paris basin formation, *Tectonophysics*, *558–559*, 70–83, cit. p. 46.

Azzalini, A. (1985), A Class of Distributions Which Includes the Normal Ones, *Scandinavian J. Stat.*, *12*(2), 171–178, cit. p. 235.

B

Baillard, C., W. C. Crawford, V. Ballu, C. Hibert & A. Mangeney (2014), An automatic kurtosis-based P-and S-phase picker designed for local seismic networks, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *104*(1), 394–409, cit. p. 177.

Ballèvre, M., E. Le Goff & R. Hébert (2001), The tectonothermal evolution of the Cadomian belt of northern Brittany, France: A Neoproterozoic volcanic arc, *Tectonophysics*, *331*(1–2), 19–43, 3 cit. p. 34, 35, et 36.

Ballèvre, M., V. Bosse, C. Ducassou & P. Pitra (2009), Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones, *C. R. Geoscience*, *341*(2–3), 174–201, 3 cit. p. 34, 38, et 130.

Ballèvre, M., V. Bosse, M.-P. Dabard, C. Ducassou, S. Fourcade, J.-L. Paquette, J.-J. Peucat & P. Pitra (2013), Histoire Géologique du Massif armoricain : actualité de la recherche, *Bull. Soc. Géol. minéral. Bretagne*, *10–11*, 5–96, 6 cit. p. 34, 36, 37, 38, et 39.

Ballèvre, M., J. R. Martínez Catalán, A. López-Carmona, P. Pitra, J. Abati, R. D. Fernández, C. Ducassou, R. Arenas, V. Bosse, P. Castiñeiras, J. Fernández-Suárez, J. Gómez Barreiro, J.-L. Paquette, J.-J. Peucat, M. Poujol, G. Ruffet & S. Sánchez Martínez (2014), Correlation of the nappe stack in the Ibero-Armorican arc across the Bay of Biscay: A joint French–Spanish project, *Geological Soc., London, Special Publications*, *405*, 77–113, 2 cit. p. 32 et 38.

Baptiste, J., G. Martelet, M. Faure, L. Beccaletto, P.-A. Reninger, J. Perrin & Y. Chen (2016), Mapping of a buried basement combining aeromagnetic, gravity and petrophysical data: The substratum of southwest Paris Basin, France, *Tectonophysics*, 2 cit. p. 48 et 50.

Bayes, T. & R. Price (1763), An essay towards solving a problem in the doctrine of chances. By the late Rev. Mr. Bayes, F. R. S. Communicated by Mr. Price, in a letter to John Canton, A. M. F. R. S, *Philos. Trans.*, *53*(0), 370–418, 2 cit. p. 72 et 122.

Béthoux, N., É. Beucler, M. Calvet, Y. Cano, Y. Cansi, M. Cara, M., S. Chevrot, A. Deboissy, B. Delouis, M. Denieul, A. Deschamps, C. Doubre, J. Fréchet, S. Godey, O. Golle, M. Grunberg, J. Guilbert, **M. Haugmard**, L. Jenatton, S. Lambotte, A. Mignan, M. Macquet, V. Mendel, S. Merrer, A. Mocquet, J. Perrot, B. Potin, O. Sanchez, J.-P. Santoire, A. Schlupp, O. Sèbe, C. Sira, M. Sylvander, F. Thouvenot, J. Van der Woerd & K. Van der Woerd (2013), *Sismicité Instrumentale de l'Hexagone 1962-2009*, 205 p., Rapport final, annexes (205 p.), 2 cit. p. 21 et 70.

Béthoux, N., T. Theunissen, M.-O. Beslier, Y. Font, F. Thouvenot, J.-X. Dessa, S. Simon, G. Courrioux & A. Guillen (2016), Earthquake relocation using a 3d a-priori geological velocity model from the western alps to corsica: Implication for seismic hazard, *Tectonophysics*, p. 19, cit. p. 92.

Beucler, É. & J.-P. Montagner (2006), Computation of Large Anisotropic Seismic Heterogeneities (CLASH), *Geophys. J. Int.*, *165*, 447–468, cit. p. 47.

Beucler, É., A. Mocquet, M. Schimmel, S. Chevrot, O. Quillard, J. Vergne & M. Sylvander (2015), Observation of deep water microseisms in the North Atlantic Ocean using tide modulations, *Geophys. Res. Lett.*, *42*(2), 316–322, cit. p. 174.

Beyreuther, M., R. Barsch, L. Krischer, T. Megies, Y. Behr & J. Wassermann (2010), ObsPy: A Python toolbox for seismology, *Seism. Res. Lett.*, *81*(3), 530–533, cit. p. 171.

Billings, S. D. (1994), Simulated annealing for earthquake location, *Geophys. J. Int.*, *118*(3), 680–692, 2 cit. p. 68 et 120.

Billings, S. D., M. Sambridge & B. L. N. Kennett (1994a), Hypocentre location: Genetic algorithms incorporating problem specific information, *Geophys. J. Int.*, *118*, 693–706, cit. p. 69.

Billings, S. D., M. Sambridge & B. L. N. Kennett (1994b), Errors in hypocenter location: Picking, model, and magnitude dependence, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *84*(6), 1978–1990, cit. p. 69.

Billings, S. D., M. Sambridge & B. L. N. Kennett (1995), Reply to comment on "Errors in hypocenter location: Picking, model, and magnitude dependence" by C. Lomnitz, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *85*(5), 1529–1529, cit. p. 69.

Bird, P. (2003), An updated digital model of plate boundaries, G^3, *4*(3), 52, 1027, cit. p. 12.

Bitri, A., J.-P. Brun, J. Chantraine, P. Guennoc, G. Marquis, J.-M. Marthelot, J. Perrin, F. Pivot & C. Truffert (1997), Structure crustale du bloc cadomien de Bretagne Nord (France) : sismique réflexion verticale et sondage magnétotellurique (projet Géofrance 3D-Armor), *C. R. Acad. Sci.*, *325*(3), 171–177, 4 cit. p. 34, 43, 221, et 233.

Bitri, A., J.-P. Brun, C. Truffert & P. Guennoc (2001), Deep seismic imaging of the Cadomian thrust wedge of Northern Brittany, *Tectonophysics*, *331*, 65–80, cit. p. 43.

Bitri, A., M. Ballèvre, J.-P. Brun, J. Chantraine, D. Gapais, P. Guennoc, C. Gumiaux & C. Truffert (2003), 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*(13), 969–979, 3 cit. p. 34, 43, et 221.

Bitri, A., J.-P. Brun, D. Gapais, F. Cagnard, C. Gumiaux, J. Chantraine, G. Martelet & C. Truffert (2010), Deep reflection seismic imaging of the internal zone of the South Armorican Hercynian belt (western France) (ARMOR 2/Géofrance 3D Program), *C. R. Geoscience*, *342*(6), 448–452, cit. p. 43.

Bluestone, J. R. (2010), *Why the earth shakes: Pre-modern understandings and modern earthquake science*, thèse de troisième cycle, University of Minnesota, 282 p., cit. p. 3.

Bodin, T., M. Sambridge, H. Tkalčić, P. Arroucau, K. Gallagher & N. Rawlinson (2012), Transdimensional inversion of receiver functions and surface wave dispersion, *J. Geophys. Res.*, *117*(B2), B02,301, cit. p. 235.

Bois, C. (1992), The evolution of the layered lower crust and the Moho through geological time in Western Europe: Contribution of deep seismic reflection profiles, *Terra Nova*, *4*(1), 99–108, cit. p. 43.

Bois, C. & ÉCORS scientific party (1988), Major crustal features disclosed by the ÉCORS deep seismic profiles, *Ann. Soc Géol. Belgique*, *11*(2), 2570–277, 4 cit. p. 42, 221, et 233.

Bois, C. & ÉCORS scientific party (1990), Seismic Probing of Continents and their Margins Major geodynamic processes studied from the ÉCORS deep Seismic profiles in France and adjacent areas, *Tectonophysics*, *173*(1), 397–410, 2 cit. p. 43.

Bois, C., J.-P. Lefort, B. L. Gall, J.-C. Sibuet, O. Gariel, B. Pinet & M. Cazes (1990a), International IGCP Conference Project 233 Superimposed Variscan, Caledonian and Proterozoic features inferred from deep seismic profiles recorded between southern Ireland, southwestern Britain and western France, *Tectonophysics*, *177*(1), 15–37, cit. p. 43.

Bois, C., J.-P. Lefort, B. L. Gall, J.-C. Sibuet, O. Gariel, B. Pinet & M. Cazes (1990b), Traces of Caledonian and Proterozoic crustal features in deep seismic profiles recorded between France and the British Isles, *Tectonophysics*, *185*(1–2), 21–36, cit. p. 43.

Bois, C., M. Cazes, P. Choukroune, O. Gariel, A. Hirn, B. Le Gall, J. P. Lefort, P. Matte & B. Pinet (1994), *Pre–Mesozoic Geology in France and Related Areas*, chap. Seismic Reflection Images of the

Pre-Mesozoic Crust in France and Adjacent Areas, p. 3–48, Springer, 2 cit. p. 42 et 43.

Bondár, I., S. C. Myers, E. R. Engdahl & E. A. Bergman (2004), Epicentre accuracy based on seismic network criteria, *Geophys. J. Int.*, *156*(3), 483–496, 4 cit. p. 63, 155, 193, et 197.

Bondár, I., E. R. Engdahl, A. Villaseñor, J. Harris & D. Storchak (2015), ISC-GEM: Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900–2009), II. Location and seismicity patterns, *Phys. Earth Planet. Int.*, *239*, 2–13, 2 cit. p. 12 et 93.

Bonnet, S. (1997), *Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène*, thèse de troisième cycle, CARE, Université Rennes 1, 364 p., 2 cit. p. 39.

Bonnet, S., F. Guillocheau & J.-P. Brun (1998), Relative uplift measured the case of the armorican using river basement incisions: The case of the armorican basement (France), *C. R. Geoscience*, *327*(4), 245–251, cit. p. 39.

Bonnet, S., F. Guillocheau, J.-P. Brun & J. Van Den Driessche (2000), Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France, *J. Geophys. Res.*, *105*(8), 19,237–19,288, 2 cit. p. 33 et 39.

Bonnin, M., C. Sébastien, I. Gaudot, **M. Haugmard** & the PyrOPE working Team (2016), SKS splitting beneath the Pyrenees domain: An insight on the upper mantle deformation from central Iberia to French Massif Central, *EGU Meeting*, Vienne, 17-22 avril, abstract #8211, cit. p. 46.

Borman, P., K. Klinge & S. Wendt (2002), *IASPI New Manual of Seismological Observatory Practice*, vol. 1, chap. Data analysis and seismogram interpretation, *Chap. 11*, p. 100, GeoForschungZentrum, Potsdam, cit. p. 175.

Bourgeois, O., O. Dauteuil & E. Hallot (2005), Rifting above a mantle plume: structure and development of the Iceland Plateau, *Geodinamica acta*, *18*(1), 59–80, cit. p. 228.

Box, G. E. & N. R. Draper (1987), *Empirical Model – Building and Response Surfaces*, John Wiley & Sons, Oxford, England, cit. p. 85.

Bratt, S. R. & T. C. Bache (1988), Locating events with a sparse network of regional arrays, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *78*(2), 780–798, cit. p. 64.

Brun, J.-P., P. Guennoc, C. Truffert & J. Vairon (2001), Cadomian tectonics in northern Brittany: A contribution of 3-D crustal-scale modelling, *Tectonophysics*, *331*(1–2), 229–246, 3 cit. p. 34 et 43.

Brun, J.-P., D. Gapais, R. Capdevila, C. Gumiaux, M. Granet & Chantraine (2002), La suture sud de la collision Hercynienne en France : une tentative de restauration, *RST*, Nantes, cit. p. 34.

Budge, E. A. W. (1904), *The Gods of the Egyptians*, vol. II, 431 p., Methuen & Co., Londres, cit. p. 4.

Buland, R. (1976), The mechanics of locating earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *66*(1), 173–187, 3 cit. p. 60, 88, et 180.

Byerlee, J. (1978), Friction of rocks, *Pure and App. Geophys.*, *116*(4), 615–626, cit. p. 230.

C

Cagnard, F. (2005), *Compression des lithosphères continentales « chaudes ». Application à la tectonique précambrienne*, thèse de troisième cycle, Géosciences Rennes, Université Rennes 1, prix CNFG 2006, cit. p. 230.

Calais, E., G. Mattioli, C. DeMets, J.-M. Nocquet, S. Stein, A. Newman & P. Rydelek (2005), Seis-

mology: Tectonic strain in plate interiors?, *Nature*, ***438***(7070), E9–E10, 2 cit. p. 27 et 49.

Campillo, M. & J. Plantet (1991), Frequency dependence and spatial distribution of seismic attenuation inFrance: Experimental results and possible interpretations, *Phys. Earth Planet. Int.*, ***67***(1), 48–64, 2 cit. p. 43 et 44.

Cara, M., A. Schlupp & C. Sira (2007), Observations sismologiques : sismicité de la France en 2003, 2004, 2005, *Bureau Central Sismologique Français*, p. 200, ULP/ÉOST-CNRS/INSU, Strasbourg, cit. p. 148.

Cara, M., Y. Cansi, A. Schlupp, P. Arroucau, N. Béthoux, É. Beucler, S. Bruno, M. Calvet, S. Chevrot, A. Deboissy, B. Delouis, M. Denieul, A. Deschamps, C. Doubre, J. Fréchet, S. Godey, O. Golle, M. Grunberg, J. Guilbert, **M. Haugmard**, L. Jenatton, S. Lambotte, D. Leobal, C. Maron, V. Mendel, S. Merrer, M. Macquet, A. Mignan, A. Mocquet, M. Nicolas, J. Perrot, B. Potin, O. Sanchez, J.-P. Santoire, O. Sèbe, M. Sylvander, F. Thouvenot, J. Van Der Woerd & K. Van Der Woerd (2015), Si-Hex: A new catalogue of instrumental seismicity for metropolitan France, *Bull. Soc. Géol. France*, ***186***(1), 3–19, 12 cit. p. 15, 16, 17, 19, 20, 22, 24, 25, 70, 130, 203, et 229.

Cazes, M., A. Mascle, X. Torreilles, C. Bois, X. Damotte, P. Matte, X. Raoult, V. N. Pham, A. Hirn & X. Galdeano (1986), Large Variscan overthrusts beneath the Paris Basin, *Nature*, ***323***(6084), 144–147, cit. p. 43.

Červený, V. (2001), *Seismic Ray Theory*, 722 p., Cambridge Univ. Press, 2 cit. p. 84 et 234.

Chantraine, J., E. Egal, D. Thiéblemont, E. Le Goff, C. Guerrot, M. Ballèvre & P. Guennoc (2001), The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France) : A segment of the North Atlantic Panafrican belt, *Tectonophysics*, ***331***(1–2), 1–18, cit. p. 34.

Chantraine, J., A. Autran, C. Cavelier & al. (2003), *Carte géologique de la France à l'échelle du millionième*, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 3 cit. p. 34, 35, et 36.

Chatelain, J. L. (1978), *Étude fine de la sismicité en zone de collision continentale à l'aide d'un réseau de stations portables : la region Hindu-Kush-Pamir*, thèse de troisième cycle, Université Paul Sabatier, Toulouse, 219 p., 10 cit. p. 87, 91, 92, 111, 127, 133, 134, 140, 200, et 201.

Chen, W.-P. & P. Molnar (1983), Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, ***88***(B5), 4183–4214, cit. p. 228.

Chevrot, S., A. Villasenor, M. Sylvander, S. Benahmed, É. Beucler, G. Cougoulat, P. Delmas, M. de Saint Blanquat, J. Diaz, J. Gallart, F. Grimaud, Y. Lagabrielle, G. Manatschal, A. Mocquet, H. Pauchet, A. Paul, C. Pequegnat, O. Quillard, S. Roussel, M. Ruiz & D. Wolyniec (2014), High-resolution imaging of the Pyrenees and Massif Central from the data of the PyrOPE and IberArray portable array deployments, *J. Geophys. Res.*, ***119***(8), 6399–6420, 7 cit. p. 41, 44, 155, 220, 221, et 233.

Cloetingh, S., E. Burov, L. Matenco, F. Beekman, F. Roure & P. A. Ziegler (2013), The Moho in extensional tectonic settings: Insights from thermo-mechanical models, *Tectonophysics*, ***609***, 558–604, 2 cit. p. 43 et 221.

Cournot, A. A. (1843), *Exposition de la théorie des chances et des probabilités*, 448 p., Hachette, 2 cit. p. 72.

Craig, T. J. & E. Calais (2014), Strain accumulation in the New Madrid and Wabash Valley seismic zones from 14 years of continuous GPS observation, *J. Geophys. Res.*, ***119***(12), 9110–9129, cit. p. 27.

Crotwell, H., T. Owens & J. Ritsema (1999), The TauP Toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities, *Seism. Res. Lett.*, ***70***, 154–160, cit. p. 178.

D

Damotte, B. (2010), L'étude de la croûte en France par les méthodes sismiques : le programme ÉCORS (1983–1994), *Travaux du Comité français d'Histoire de la Géologie*, ***3ème série***(24), 31–70, cit. p. 42.

Dantzig, G. B., A. Orden, P. Wolfe & others (1955), The generalized simplex method for minimizing a linear form under linear inequality restraints, *Pacific J. Mathematics*, ***5***(2), 183–195, cit. p. 67.

Darthou, S. (2000), *Poseidon in the Athenian territory: A god between earthquake and foundation*, thèse de troisième cycle, École Pratique des Hautes Études, Paris, 426 p., cit. p. 3.

Deichmann, N. & M. Garcia-Fernandez (1992), Rupture geometry from high-precision relative hypocentre locations of microearthquake clusters, *Geophys. J. Int.*, ***110***(3), 501–517, 3 cit. p. 51, 67, et 120.

Delouis, B., H. Haessler, A. Cisternas & L. Rivera (1993), Stress tensor determination in France and neighbouring regions, *Tectonophysics*, ***221***(3–4), 413–438, 2 cit. p. 24 et 26.

Denieul, M. (2014), *Moment sismique et coda d'ondes crustales*, thèse de troisième cycle, IPGS, Strasbourg, France, 182 p., 2 cit. p. 17 et 19.

Denieul, M., O. Sèbe, M. Cara & Y. Cansi (2015), M_W Estimation from Crustal Coda Waves Recorded on Analog Seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 2 cit. p. 17 et 19.

Dercourt, J. (1997), *Géologie et géodynamique de la France, Outre-mer et européenne*, 319 p., Dunod, 2 cit. p. 34.

Diehl, T. & E. Kissling (2007), Users guide for consistent phase picking at local to regional scales, *ETH Zurich, Switzerland*, 37 p., 6 cit. p. 175, 178, 179, et 268.

Diehl, T., E. Kissling, S. Husen & F. Aldersons (2009), Consistent phase picking for regional tomography models: Application to the greater Alpine region, *Geophys. J. Int.*, ***176***(2), 542–554, 3 cit. p. 178 et 179.

Douglas, A. (1967), Joint hypocenter determination, *Nature*, ***215***, 47–48, 3 cit. p. 51, 67, et 120.

Drew, J., R. S. White, F. Tilmann & J. Tarasewicz (2013), Coalescence microseismic mapping, *Geophys. J. Int.*, ***195***(3), 1773–1785, cit. p. 165.

Drilleau, M., É. Beucler, A. Mocquet, O. Verhoeven, G. Moebs, G. Burgos, J.-P. Montagner & P. Vacher (2013), A Bayesian approach to infer radial models of temperature and anisotropy in the transition zone from surface wave dispersion curves, *Geophys. J. Int.*, ***195***(2), 1165–1183, cit. p. 100.

E

Eaton, J. P. (1970), *HYPOLAYR, a computer program for determining hypocenters of local earthquakes in an earth consisting of uniform flat layers over a half space*, 69–85, USGS Open File Report, 155 p, 2 cit. p. 64 et 83.

F

Faure, M., E. Bé Mézème, A. Cocherie, P. Rossi, A. Chemenda & D. Boutelier (2008), Devonian geodynamic evolution of the Variscan Belt, insights from the French Massif central and Massif armoricain, *Tectonics*, *27*(2), 2 cit. p. 37 et 38.

Flinn, E. A. (1965), Confidence regions and error determinations for seismic event location, *Reviews of Geophys.*, *3*(1), 157–185, cit. p. 63.

Fontaine, F. R., G. Barruol, H. Tkalčić & **M. Haugmard** (2012), Mapping crustal structure variation beneath the Piton de la Fournaise volcano, *AGU Fall Meeting*, San Francisco, 3-7 décembre, abstract #T31B-2590, cit. p. 44.

Fontaine, F. R., G. Barruol, H. Tkalčić, I. Wölbern, G. Rümpker, T. Bodin & **M. Haugmard** (2015), Crustal and uppermost mantle structure variation beneath La Réunion hotspot track, *Geophys. J. Int.*, *203*(1), 107–126, cit. p. 44.

Frankel, A., R. Smalley & J. Paul (2012), Significant Motions between GPS Sites in the New Madrid Region: Implications for Seismic Hazard, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *102*(2), 479–489, cit. p. 27.

Fréchet, J., F. Thouvenot & M. Frogneux (2011), The M_W 4.5 Vallorcine (French Alps) earthquake of 8 September 2005 and its complex aftershock sequence, *J. Seismol.*, *1*, 43–58, 2 cit. p. 64 et 120.

Fréchet, J. & F. Thouvenot (2012), *Carrières et discrimination sismique*, 9 p., rapport ÉOST-ISTerre, 2 cit. p. 25 et 153.

Fullea, J., M. Fernàndez, H. Zeyen & J. Vergés (2007), A rapid method to map the crustal and lithospheric thickness using elevation, geoid anomaly and thermal analysis. Application to the Gibraltar Arc System, Atlas Mountains and adjacent zones, *Tectonophysics*, *430*(1–4), 97–117, 2 cit. p. 41 et 49.

Fund, F. (2009), *Observations GPS et retards troposphériques : modélisations et application aux effets de surcharge océanique dans l'Ouest de la France*, thèse de troisième cycle, Université de Nantes, 292 p., cit. p. 49.

G

Gaudot, I. (2016), *Analyse des intercorrélations du champ d'onde sismique ambiant – Application à la tomographie de l'Ouest de la France*, thèse de troisième cycle, LPG-Nantes, Université de Nantes, 222 p., 4 cit. p. 43, 46, et 47.

Gautier, M. (1975), Les tremblements de terre du Massif armoricain, *Norois*, *86*, 89–205, 2 cit. p. 14 et 27.

Ge, M. (2003a), Analysis of source location algorithms: Part I. Overview and non-iterative methods, *J. Acoustic Emission*, *21*, 14–28, cit. p. 60.

Ge, M. (2003b), Analysis of source location algorithms: Part II. Iterative methods, *J. Acoustic Emission*, *21*, 29–51, 3 cit. p. 60, 61, et 67.

Geiger, L. C. (1910), Herbsetimmung bei Erdbeben aus den Ankunfzeiten, *K. Gessell. Will. Goett*, *4*, 331–349, 3 cit. p. 60, 66, et 267.

Geiger, L. C. (1912), Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only, *Bull. St. Louis Univ.*, *8*(1), 60–71, 12 cit. p. 57, 60, 64, 65, 67, 69, 120, 129, 140, et 262.

Gelman, A., J. B. Carlin, H. S. Stern, D. B. Dunson, A. Vehtari & D. B. Rubin (2013), *Bayesian Data Analysis*, 656 p., Taylor & Francis, 3e Éd., 3 cit. p. 95 et 126.

German, A. (1996), Inference and monitoring convergence, dans *Markov Chain Monte Carlo in Practice*, édité par W. Gilks, S. Richardson, & D. Spiegelhalter, Chapman & Hall/CRC Interdisciplinary Statistics, p. 131–143, Taylor & Francis, cit. p. 95.

Gesret, A., N. Desassis, M. Noble, T. Romary & C. Maisons (2015), Propagation of the velocity model uncertainties to the seismic event location, *Geophys. J. Int.*, *200*(1), 52–66, cit. p. 69.

Geyer, C. J. (1991), Markov chain Monte Carlo maximum likelihood, *Computing Science and Statistics*, p. 156–163, proceedings of the 23rd Symposium on the Interface, cit. p. 100.

Goldstein, P., D. Dodge, M. Firpo & L. Minner (2003), SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers, *International Geophys.*, *81*, 1613–1614, 3 cit. p. 113, 172, et 175.

Gölke, M. & D. Coblentz (1996), Origins of the European regional stress field, *Tectonophysics*, *266*(1), 11–24, cit. p. 27.

Golle, O. (2013), *Relocalisation des évènements sismiques. Apport de nouvelles données issues du réseau* PyrOPE, Resif *et* RésoNanSS, 24 p., Projet SI-Hex (CÉA-MÉDDTL-CNRS), 2 cit. p. 64 et 88.

Grad, M., T. Tiira & ESC Working Group (2009), The Moho depth map of the European Plate, *Geophys. J. Int.*, *176*(1), 279–292, 4 cit. p. 41, 50, et 221.

Grandjean, G., C. Mennéchet, N. Debéglia & D. Bonijoly (1998), Insuring the quality of gravity data, *Eos Trans. AGU*, *79*(18), 217–221, cit. p. 48.

Granet, M., S. Judenherc & A. Souriau (2000), Des images du systeme lithosphere-asthenosphere sous laFrance et leurs implications geodynamiques ; l'apport de la tomographie télésismique et de l'anisotropie sismique, *Bull. Soc. Géol. France*, *171*(2), 149–167, cit. p. 50.

Green, P. J. (1995), Reversible jump Markov chain Monte Carlo computation and Bayesian model determination, *Biometrika*, *82*, 711–732, cit. p. 235.

Grigoli, F., S. Cesca, O. Amoroso, A. Emolo, A. Zollo & T. Dahm (2013), Automated seismic event location by waveform coherence analysis, *Geophys. J. Int.*, 2 cit. p. 164 et 175.

Grünthal, G. (Sld.) (2001), *European Macroseismic Scale 1998*, vol. 19, 99 p., Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, luxembourg, 2 cit. p. 12 et 116.

Gubernatis, J. (2005), Marshall Rosenbluth and the Metropolis algorithm), *Phys. Plasmas*, *12*(5), 5, cit. p. 78.

Guillocheau, F. (2003), Histoire géologique du Massif armoricain depuis 140 Ma (Crétacé-actuel), *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, *40*(1), 13–28, 2 cit. p. 39.

Gumiaux, C. (2003), *Modélisation du cisaillement hercynien de Bretagne centrale : déformation crustale et implications lithosphériques*, thèse de troisième cycle, Géosciences Rennes, Université Rennes 1, 266 p., 2 cit. p. 35 et 36.

Gumiaux, C., S. Judenherc, J.-P. Brun, D. Gapais, M. Granet & G. Poupinet (2004), Restoration of lithosphere-scale wrenching from integrated structural and tomographic data (Hercynian belt of western France), *Geology*, *32*(4), 333–336, cit. p. 34.

H

Hadamard, J. (1902), Sur les problèmes aux dérivées partielles et leur signification physique, *Princeton univ. bull.*, *13*(49-52), 28, cit. p. 58.

Hanks, T. C. & H. Kanamori (1979), A moment magnitude scale, *J. Geophys. Res.*, *84*(B5), 2348–2350, cit. p. 19.

Hastings, W. (1970), Monte Carlo sampling methods using Markov chains and their applications, *Biometrika*, *57*(1), 97–109, 3 cit. p. 78, 80, et 123.

Haugmard, M., É. Beucler & A. Mocquet (2016), Local and regional scale joint probabilistic determination of seismic source location and structure, en cours de soumission à *Bull. Seism. Soc. Am.*, 3 cit. p. 17, 118, et 227.

Hello, Y., A. Ogé, A. Sukhovich & G. Nolet (2011), Modern mermaids: New floats image the deep Earth, *Eos Trans. AGU*, *92*(40), 337–338, cit. p. 236.

Hernandez, B., A. Guilhem, L. Bollinger, Y. Cano & J.-P. Santoire (2014), Séisme de Vannes (Morbihan) du 21 novembre 2013, *RST*, Pau, 27-31 octobre, cit. p. 26.

Herrmann, R. B. (1979), FastHypo – A Hypocenter Location Program, *Seism. Res. Lett.*, *50*(2), 25–38, cit. p. 64.

Hirn, A. (1976), Sondages sismiques profonds en France, *Bull. Soc. Géol. France*, *7*(XVIII), 1065–1071, 2 cit. p. 42.

Hirn, A., C. Prodehl & L. Steinmetz (1975), An experimental test of models of the lower lithosphere in Bretagne (France), *Ann. Géophys.*, *31*(4), 517–529, cit. p. 42.

Hirn, A., B. Damotte, G. Torreilles & ÉCORS scientific party (1987), Crustal reflection seismics: The contributions of oblique, low frequency and shear wave illuminations, *Geophys. J. Int.*, *89*(1), 287–296, cit. p. 43.

Hrubcová, P., V. Vavryčuk, A. Bouškova & J. Horálek (2013), Moho depth determination from waveforms of microearthquakes in West Bohemia/Vogtland swarm area, *J. Geophys. Res.*, *118*, 120–137, cit. p. 236.

Huelsenbeck, J. P., F. Ronquist & others (2001), MrBayes: Bayesian inference of phylogenetic trees, *Bioinformatics*, *17*(8), 754–755, cit. p. 100.

Husen, S. & J. Hardebeck (2010), Earthquake location accuracy, *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis*, *10*, 35, 2 cit. p. 69 et 178.

Husen, S., E. Kissling & J. F. Clinton (2011), Local and regional minimum 1D models for earthquake location and data quality assessment in complex tectonic regions : application to Switzerland, *Swiss J. Geosciences*, *104*(3), 455–469, cit. p. 88.

J

Jeffreys, H. (1970), *The Earth*, 525 p., Cambridge Univ. Press, 5^{e} Éd., cit. p. 64.

Jégouzo, P. & E. A. Rossello (1988), La Branche Nord du Cisaillement Sud-Armoricain (France) : un essai d'évaluation du déplacement par l'analyse des mylonites, *C. R. Acad. Sci.*, *II*(307), 1825–1831, 2 cit. p. 34.

Judenherc, S. (2000), *Etude et caractérisation des structures hercyniennes à partir de données sismolo-*

giques : le cas du Massif armoricain, thèse de troisième cycle, IPGS, Université Strasbourg I, 147 p., 3 cit. p. 34, 39, et 45.

Judenherc, S., M. Granet & N. Boumbar (1999), Two-dimensional anisotropic tomography of lithosphere beneath France using regional arrival times, *J. Geophys. Res.*, ***104***(6), 13,201–13,215, 4 cit. p. 43, 45, et 46.

Judenherc, S., M. Granet, J.-P. Brun, G. Poupinet, J. Plomerová, A. Mocquet & U. Achauer (2002), Images of lithospheric heterogeneities in the Armorican segment of the Hercynian Range in France, *Tectonophysics*, ***358***, 121–134, 2 cit. p. 18 et 45.

Judenherc, S., M. Granet, J.-P. Brun & G. Poupinet (2003), The Hercynian collision in the Armorican Massif: Evidence of different lithospheric domains inferred from seismic tomography and anisotropy, *Bull. Soc. Géol. France*, ***174***(1), 45–57, 3 cit. p. 34 et 45.

Julià, J., A. Nyblade, R. Durrheim, L. Linzer, R. Gök, W. Walter, S. Spottiswoode & P. Dirks (2009), A Wadati filter for mine-induced seismicity, *South African J. Geo.*, ***112***(3-4), 371–380, cit. p. 92.

K

Kang, Y.-A., W. Kim & T.-S. Kang (2013), Relocation of earthquakes beneath the East Sea of Korea: Uncertainty of hypocentral parameters caused by refracted waves, *Geosciences J.*, ***17***(2), 173–182, cit. p. 82.

Karal Jr, F. C. & J. B. Keller (1959), Elastic wave propagation in homogeneous and inhomogeneous media, *J. Acoustical Soc. Am.*, ***31***(6), 694–705, cit. p. 84.

Kayal, J. (2008), *Microearthquake seismology and seismotectonics of South Asia*, 503 p., Springer, cit. p. 112.

Kennett, B. L. N. & E. R. Engdahl (1991), Traveltimes for global earthquake location and phase identification, *Geophys. J. Int.*, ***105***(2), 429–465, 2 cit. p. 46 et 178.

Kennett, B. L. N., E. R. Engdahl & R. Buland (1995), Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes, *Geophys. J. Int.*, ***122***(1), 108–124, cit. p. 22.

Khan, A. & K. Mosegaard (2002), An inquiry into the lunar interior: A nonlinear inversion of the Apollo lunar seismic data, *J. Geophys. Res.*, ***107***(E6), 26, 2 cit. p. 87 et 103.

Kim, W., I.-K. Hahm, S. Jin Ahn & D. Hoon Lim (2006), Determining hypocentral parameters for local earthquakes in 1-D using a genetic algorithm, *Geophys. J. Int.*, ***166***(2), 590–600, 2 cit. p. 69 et 121.

Kim, W., T.-K. Hong & T.-S. Kang (2014), Hypocentral parameter inversion for regions with poorly known velocity structures, *Tectonophysics*, ***627***, 182–192, cit. p. 69.

Kissling, E. (1988), Geotomography with local earthquake data, *Rev. Geophys.*, ***26***(4), 659–698, 2 cit. p. 67 et 69.

Kissling, E., W. Ellsworth, D. Eberhart-Phillips & U. Kradolfer (1994), Initial reference models in local earthquake tomography, *J. Geophys. Res.*, ***99***, 19,635–19,646, 3 cit. p. 67, 69, et 120.

Klein, F. W. (2002), *User's guide to HYPOINVERSE-2000: A Fortran program to solve for earthquake locations and magnitudes*, vol. 02–171, USGS Open File Report, 3 cit. p. 64, 120, et 124.

Kulhánek, O. (1990), *Anatomy of Seismograms: For the IASPEI/Unesco Working Group on Manual of Seismogram Interpretation*, 178 p., Elsevier, cit. p. 175.

L

Lahr, J. (1980), *HYPOELLIPSE/MULTICS: A computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude, and first motion pattern*, vol. 80–59, USGS Open File Report, 59 p, 2 cit. p. 64 et 120.

Lambert, P.-Y. (1994), *La Langue gauloise : description linguistique, commentaire d'inscriptions choisies*, 239 p., Paris, Éd. Errance, cit. p. 9.

Langston, C. (1977), Corvallis, Oregon, crustal and upper mantle structure from teleseismic *P* and *S*waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *67*(3), 713–724, cit. p. 44.

Laplace, P.-S. (1774), Mémoire sur la probabilité des causes par les événements, *Mém. Acad. Roy. Sci. , Paris*, *4*, 621–656, cit. p. 72.

Lecoutre, B. (2005), Et si vous étiez un bayésien qui s' ignore, *Modulad*, *1*(32), 92–105, cit. p. 73.

Lee, W. H. K. & J. Lahr (1975), *HYPO71 (Revised) : A computer program for determining hypocenter, magnitude and first-motion pattern of local earthquakes*, USGS Open File Report, 113 p, 7 cit. p. 63, 64, 69, 83, 88, 120, et 122.

Lee, W. H. K. & S. W. Stewart (1981), *Principles and Applications of Microearthquake Networks*, 293 p., Adv. Geophys., Acad. Press, New York, 2 cit. p. 173 et 174.

Lee, W. H. K., R. Bennett & K. Meagher (1972), *A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration*, USGS Open File Report, 29 p, 2 cit. p. 112 et 206.

Lefort, J.-P. & B. N. P. Agarwal (2002), Topography of the Moho undulations in France from gravity data: Their age and origin, *Tectonophysics*, *350*, 193–213, 5 cit. p. 42, 48, 49, 50, et 221.

Lienert, B. R., E. Berg & L. N. Frazer (1986), HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *76*, 771–783, 2 cit. p. 64 et 88.

Lomax, A., J. Virieux, P. Volant & C. Berge (2000), Probabilistic earthquake location in 3D and layered models: Introduction of a Metropolis-Gibbs method and comparison with linear locations, dans *Advances in Seismic Event Location, Modern Approaches in Geophysics*, vol. 18, édité par C. H. Thurber & N. Rabinowitz, p. 101–134, Springer Netherlands, cit. p. 69.

Lomax, A., A. Michelini & A. Curtis (2009), *Encyclopedia of Complexity and Systems Science*, chap. Earthquake location, Direct, Global-Search Methods, p. 2449–2473, Springer, cit. p. 69.

Lomax, A., C. Satriano & M. Vassallo (2012), Automatic Picker Developments and Optimization: FilterPicker – a Robust, Broadband Picker for Real-Time Seismic Monitoring and Earthquake Early Warning, *Seism. Res. Lett.*, *83*(3), 531–540, cit. p. 175.

Lomnitz, C. (1995), Comment on "Errors in hypocenter location: Picking, model, and magnitude dependence" by S. D. Billings, M. Sambridge, and B. L. N. Kennett, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *85*(5), 1527–1528, 2 cit. p. 69.

Lomnitz, C. (2006), Three Theorems of Earthquake Location, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *96*(1), 306–312, 4 cit. p. 68, 95, et 235.

Lomnitz, C. (2008), Reply to "Comment on 'Three Theorems of Earthquake Location' by C. Lomnitz" by C. Woodgold, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *98*(1), 506–507, cit. p. 68.

M

MacKay, D. J. C. (2003), *Information Theory, Inference, and Learning Algorithms*, 640 p., Cambridge Univ. Press, 2 cit. p. 78 et 96.

Macquet, M. (2014), *Tomographie crustale des Pyrénées et des régions avoisinantes par corrélation de bruit*, thèse de troisième cycle, Université de Grenoble, 156 p., cit. p. 47.

Macquet, M., A. Paul, H. A. Pedersen, A. Villaseñor, S. Chevrot, M. Sylvander, D. Wolyniec & PyrOPE Working Group (2014), Ambient noise tomography of the Pyrenees and the surrounding regions: Inversion for a 3-D Vs model in the presence of a very heterogeneous crust, *Geophys. J. Int.*, *199*(1), 402–415, 2 cit. p. 41 et 47.

Malinverno, A. (2002), Parsimonious Bayesian Markov chain Monte Carlo inversion in a nonlinear geophysical problem, *Geophys. J. Int.*, *151*(3), 675–688, 2 cit. p. 78 et 235.

Mandal, P., R. Narsaiah, P. Raju & R. Chadha (2004), Coda duration magnitude scale of 2001 Bhuj aftershocks, India, *Current science*, *87*(4), 520–527, cit. p. 112.

Marcuccio, P. R. (1999), *Earthquakes: A Teacher's Package for K-6*, 212 p., DIANE Publishing, cit. p. 3.

Markov, A. A. (1913), Essai d'une recherche statistique sur le texte du roman « Eugène Onéguine », illustrant la liaison des épreuves en chaîne, *Bull. Acad. Imp. Sci., St.-Pétersbourg*. VI série, *7*(3), 153–162, cit. p. 76.

Martinsson, J. (2012), Robust Bayesian hypocentre and uncertainty region estimation: the effect of heavy-tailed distributions and prior information in cases with poor, inconsistent and insufficient arrival times, *Geophys. J. Int.*, *192*, 1156–1178, cit. p. 79.

Matrullo, E., R. De Matteis, C. Satriano, O. Amoroso & A. Zollo (2013), An improved 1-D seismic velocity model for seismological studies in the Campania–Lucania region (Southern Italy), *Geophys. J. Int.*, cit. p. 92.

Matsumoto, M. & T. Nishimura (1998), Mersenne Twister: A 623-dimensionally equidistributed uniform pseudorandom number generator, *ACM Trans. on Modeling and Computer Simulation*, *8*(1), 3–30, cit. p. 78.

Matte, P. (1986), 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*, *2*(1), 9–24, 2 cit. p. 38.

Matte, P. (2001), The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: A review, *Terra Nova*, *13*(2), 122–128, 2 cit. p. 38.

Matte, P. & A. Hirn (1988), Seismic signature and tectonic cross section of the Variscan Crust in western France, *Tectonics*, *7*(2), 141–155, 2 cit. p. 42 et 44.

Maurer, V., E. Kissling, S. Husen & R. Quintero (2010), Detection of systematic errors in travel-time data using a minimum 1D model: application to Costa Rica seismic tomography, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *100*(2), 629–639, cit. p. 111.

Mayor, J. (2016), *Variations régionales de l'atténuation sismique en France Métropolitaine : Observations et Modélisation*, thèse de troisième cycle, Université Paul Sabatier, Toulouse, 194 p., cit. p. 44.

Mazabraud, Y. (2004), *Déformation active d'une région intraplaque à déformation lente : le cas de la*

France. Sismicité et modélisations thermomécaniques 2D et 3D, thèse de troisième cycle, Géoazur, Université de Nice Sophia-Antipolis, 220 p., cit. p. 26.

Mazabraud, Y., N. Béthoux, J. Guilbert & O. Bellier (2005), Evidence for short-scale stress field variations within intraplate central-western France, *Geophys. J. Int.*, *160*(1), 161–178, 2 cit. p. 24 et 26.

McKenzie, D., J. Jackson & K. Priestley (2005), Thermal structure of oceanic and continental lithosphere, *Earth Planet Sci. Lett.*, *233*(3–4), 337–349, 2 cit. p. 93 et 127.

Medvedev, S., W. Sponheuer & V. Karnik (1967), *Seismic intensity scale version 1964*, vol. 48, 69 p., Institut für Geodynamik, jena, 2 cit. p. 12 et 13.

Metropolis, N. (1987), The beginning of the Monte Carlo method, *Los Alamos Science*, *Special Issue*, *15*, 125–130, cit. p. 78.

Metropolis, N. & S. Ulam (1949), The Monte Carlo method, *J. Am. Stat. Ass.*, *44*(247), 335–341, cit. p. 78.

Metropolis, N., A. Rosenbluth, M. Rosenbluth, A. Teller & E. Teller (1953), Equations of state calculations by fast computing machines, *J. Chem. Phys.*, *21*(6), 1087–1092, 2 cit. p. 78 et 123.

Michelini, A. & A. Lomax (2004a), The effect of velocity structure errors on double-difference earthquake location, *Geophys. Res. Lett.*, *31*(9), 4, cit. p. 67.

Michelini, A. & A. Lomax (2004b), Reply to comment by C. H. Thurber and H. Zhang on "The effect of velocity structure errors on double-difference earthquake location", *Geophys. Res. Lett.*, *31*(15), 2, cit. p. 68.

Molinari, I. & A. Morelli (2011), EPcrust: A reference crustal model for the European plate, *Geophys. J. Int.*, *185*(1), 352–364, 3 cit. p. 41, 50, et 221.

Moore, G. E. (1965), Cramming More Components onto Integrated Circuits, *Electronics*, *38*(8), 114–117, cit. p. 68.

Moreau, F., O. Dauteuil, O. Bour & P. Gavrilenko (2006), GPS measurements of ground deformation induced by water level variations into a granitic aquifer (French Brittany), *Terra Nova*, *18*(1), 50–54, cit. p. 49.

Morelli, A. & A. M. Dziewonski (1993), Body Wave Traveltimes and A Spherically Symmetric *P*- and *S*-Wave Velocity Model, *Geophys. J. Int.*, *112*(2), 178–194, cit. p. 46.

Mörner, N.-A. (2007), The Fenris Wolf in the Nordic Asa creed in the light of palaeoseismics, *Geological Soc.*, *273*(1), 117–119, cit. p. 3.

Mosegaard, K. & M. Sambridge (2002), Monte Carlo analysis of inverse problems, *Inverse Probl.*, *18*(3), R29, cit. p. 76.

Mosegaard, K. & A. Tarantola (1995), Monte Carlo sampling of solutions to inverse problems, *J. Geophys. Res*, *100, B7*, 12,431–12,447, cit. p. 68.

Moureaux, T. (1891), Sur une anomalie magnétique observée dans le bassin de Paris, *J. Phys. Théo. Appl.*, *10*(1), 374–379, cit. p. 47.

Myers, S. C., G. Johannesson & W. Hanley (2007), A Bayesian hierarchical method for multiple-event seismic location, *Geophys. J. Int.*, *171*(3), 1049–1063, 4 cit. p. 69, 121, et 236.

Myers, S. C., G. Johannesson & W. Hanley (2009), Incorporation of probabilistic seismic phase labels into a Bayesian multiple-event seismic locator, *Geophys. J. Int.*, *177*(1), 193–204, cit. p. 69.

N

Nance, R. D., G. Gutiérrez-Alonso, J. D. Keppie, U. Linnemann, J. B. Murphy, C. Quesada, R. A. Strachan & N. H. Woodcock (2010), Evolution of the Rheic Ocean, *Gondwana Res.*, *17*(2–3), 194–222, cit. p. 33.

Nance, R. D., G. Gutiérrez-Alonso, J. D. Keppie, U. Linnemann, J. B. Murphy, C. Quesada, R. A. Strachan & N. H. Woodcock (2012), A brief history of the Rheic Ocean, *Geoscience Frontiers*, *3*(2), 125–135, cit. p. 33.

Nicolas, M., J. Santoire & P. Delpech (1990), Intraplate seismicity-new seismotectonic data in western-Europe, *Tectonophysics*, *179*(1–2), 27–53, 3 cit. p. 24 et 26.

Nocquet, J.-M. (2012), Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results, *Tectonophysics*, *579*, 220–242, cit. p. 49.

Nuttli, O. W. (1973), The Mississippi Valley earthquakes of 1811 and 1812: Intesities, ground motion and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *63*(1), 227–248, cit. p. 28.

P

Pavlis, N. K., S. A. Holmes, S. C. Kenyon & J. K. Factor (2012), The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008), *J. Geophys. Res.*, *117*(B4), 38, 2 cit. p. 41 et 48.

Pavlis, N. K., S. A. Holmes, S. C. Kenyon & J. K. Factor (2013), Correction to "The Development and Evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008) ", *J. Geophys. Res.*, *118*(5), 2633–2633, 2 cit. p. 41 et 48.

Perrot, J., P. Arroucau, J. Guilbert, J. Déverchère, Y. Mazabraud, J. Rolet, A. Mocquet, M. Mousseau & L. Matias (2005), Analysis of the M_W 4.3 Lorient earthquake sequence: A multidisciplinary approach to the geodynamics of the Armorican Massif, westernmost France, *Geophys. J. Int.*, *162*(3), 935–950, 7 cit. p. 17, 24, 26, 112, 116, 130, et 134.

Pestourie, R. (2014), Estimation de la magnitude de complétude actuelle et future en France à partir du niveau de bruit sismique aux stations, mémoire de deuxième année, ÉOST, 35 p., cit. p. 19.

Peterson, J. (1993), *Observations and modeling of seismic background noise*, USGS Open File Report, 94 p, 2 cit. p. 156 et 159.

Petruszewycz, M. (1983), Chaînes de markov et statistiques linguistiques, *Mots*, *7*(1), 85–95, cit. p. 76.

Piromallo, C. (2003), P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area, *J. Geophys. Res.*, *108*(2), 2065–2088, 2 cit. p. 46 et 47.

Plissart, G. (2012), *La chaîne varisque dans les Carpates méridionales et les Balkans occidentaux : études pétrostructurales des Massifs d'Almaj (Roumanie), de Deli Jovan (Serbie) et de la Stara Planina occidentale (Bulgarie)*, thèse de troisième cycle, LPG-Nantes, Université de Nantes, 734 p., 3 cit. p. 33 et 38.

Poincaré, H., G. Darboux & P. Appell (1909), Rapport de MM les experts Darboux, Appell et Poincaré, dans *Affaire Dreyfus : la revision du procès de Rennes ; Enquête de la Chambre criminelle de la Cour de cassation*, 3, p. 500–600, Ligue Française pour la Défense des Droits de l'Homme et du

Citoyen, Paris, cit. p. 73.

Pomerol, C., Y. Lagabrielle & M. Renard (2002), *Éléments de Géologie*, Dunod, 13e Éd., cit. p. 3.

Potin, B. (2016), *Les Alpes occidentales : tomographie, localisation de séismes et topographie du Moho*, thèse de troisième cycle, Université Grenoble Alpes, 2 cit. p. 24 et 88.

Pugh, D., R. White & P. Christie (2016), A Bayesian method for microseismic source inversion, *Geophys. J. Int.*, *206*, 1009–1038, cit. p. 92.

R

Rabinowitz, N. (2000), Hypocenter Location Using a Constrained Nonlinear Simplex Minimization Method, dans *Advances in Seismic Event Location, Modern Approaches in Geophysics*, vol. 18, édité par C. H. Thurber & N. Rabinowitz, p. 23–49, Springer Netherlands, 2 cit. p. 67 et 120.

Raftery, A. E., S. Lewis & others (1992), How many iterations in the Gibbs sampler, *Bayesian Stat.*, *4*(2), 763–773, cit. p. 76.

Richards, P. G., F. Waldhauser, D. Schaff & W.-Y. Kim (2006), The Applicability of Modern Methods of Earthquake Location, *Pure and App. Geophys.*, *163*(2), 351–372, cit. p. 69.

Rivoldini, A. (2011), *The interior structure of terrestrial planets. An application to Mars*, thèse de troisième cycle, Observatoire royal de Belgique, 273 p., cit. p. 76.

Robardet, M. (2003), The Armorica « microplate »: Fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory palaeobiogeographical data, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *195*(1–2), 125–148, 2 cit. p. 37 et 38.

Rodi, W. (2006), Grid-search event location with non-Gaussian error models, *Phys. Earth Planet. Int*, *158*(1), 55–66, cit. p. 120.

Rosenthal, J. S. (2000), Parallel computing and Monte Carlo algorithms, *Far East J. Theo. Stat.*, *4*, 207–236, 2 cit. p. 97 et 125.

Rothé, J.-P. & E. Peterschmitt (1950), Étude sismique des explosions d'Haslach, *Ann. Inst. Phys. Globe Strasbourg*, *5*(3), 13–28, 4 cit. p. 65, 109, 134, et 225.

S

Sambridge, M. (1999a), Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm-I. Searching a parameter space, *Geophys. J. Int.*, *138*(2), 479–494, cit. p. 69.

Sambridge, M. (1999b), Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm-II. Appraising the ensemble, *Geophys. J. Int*, *138*, 727–746, cit. p. 105.

Sambridge, M. (2001), Finding acceptable models in nonlinear inverse problems using a neighbourhood algorithm, *Inverse Probl.*, *17*, 387–403, cit. p. 69.

Sambridge, M. & K. Gallagher (1993), Earthquake hypocenter location using genetic algorithms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *83*(5), 1467–1491, cit. p. 68.

Sambridge, M. & B. L. N. Kennett (1986), A novel method of hypocentre location, *Geophys. J. Int.*, *87*(2), 679–697, 7 cit. p. 68, 94, 120, 127, 128, et 140.

Sambridge, M. & B. L. N. Kennett (2001), Seismic Event Location: Nonlinear Inversion Using a Neighbourhood Algorithm, *Pure and App. Geophys.*, *158*(1), 241–257, cit. p. 69.

Sambridge, M. & K. Mosegaard (2002), Monte Carlo methods in geophysical inverse problems, *Rev. Geophys.*, *40*(3), 29, cit. p. 68.

Sapin, M. & C. Prodehl (1973), Long range profiles in western Europe. I: Crustal structure between the Bretagne and the Central Massif of France, *Ann. Géophys.*, *29*(1), 127–145, 5 cit. p. 42, 43, 221, et 233.

Satriano, C., A. Lomax & A. Zollo (2008), Real-Time Evolutionary Earthquake Location for Seismic Early Warning, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *98*(3), 1482–1494, cit. p. 58.

Scholz, C. (1990), *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, 439 p., Cambridge Univ. Press, 3 cit. p. 93, 127, et 230.

Schorlemmer, D., F. Euchner, P. Kästli & J. Saul (2011), QuakeML: status of the XML-based seismological data exchange format, *Ann. Geophys.*, *54*(1), 59–65, cit. p. 235.

Schweitzer, J. (1997), *HYPOSAT – A new routine to locate seismic events*, Scientific Report 1-97/98, NORSAR, Kjeller, Norway, cit. p. 64.

Severn, R. (2012), Understanding earthquakes: From myth to science, *Bull. Earthquake Engineering*, *10*(2), 351–366, cit. p. 3.

Shapiro, N. M. & M. Campillo (2004), Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, *31*(7), 4, cit. p. 46.

Shen, W., M. H. Ritzwoller, V. Schulte-Pelkum & F.-C. Lin (2013), Joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions: A Bayesian Monte-Carlo approach, *Geophys. J. Int.*, *192*(2), 807–836, cit. p. 78.

Simon, R. B. (1981), *Earthquake interpretations: a manual for reading seismograms*, 150 p., William Kaufmann, cit. p. 175.

Sira, C. & A. Schlupp (2014), Séisme de Vannes (Morbihan) du 21 novembre 2013 (4,6 M_L), synthèse sismologique et étude macrosismique, *rapport du Bureau Central Sismologique Français, BCSF2014-R2*, p. 30, ULP/ÉOST-CNRS/INSU, Strasbourg, cit. p. 115.

Smalley, R., M. A. Ellis, J. Paul & R. B. Van Arsdale (2005a), Space geodetic evidence for rapid strain rates in the New Madrid seismic zone of central USA, *Nature*, *435*(7045), 1088–1090, cit. p. 27.

Smalley, R., M. A. Ellis, J. Paul & R. B. Van Arsdale (2005b), Seismology: Tectonic strain in plate interiors? (Reply), *Nature*, *438*(7070), E10–E10, cit. p. 27.

Sorel, O. (2009), *Approche développementale du raisonnement bayesien, analyse quantitative et qualitative selon le format de présentation et le niveau scolaire*, thèse de troisième cycle, Université de Tours, 193 p., cit. p. 74.

T

Tarantola, A. (2005), *Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation*, 342 p., Society for Industrial and Applied Mathematics, Philadelphia, 2 cit. p. 87 et 126.

Tarantola, A. & B. Valette (1982), Inverse problems = quest for information, *J. geophys.*, *50*(3), 150–170, cit. p. 68.

Tesauro, M., M. K. Kaban & S. A. P. L. Cloetingh (2008), EuCRUST-07: A new reference model for

the European crust, *Geophys. Res. Lett.*, *35*(5), 5, 4 cit. p. 41, 50, et 221.

Thurber, C. H. (1985), Nonlinear earthquake location: Theory and examples, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *75*, 779–790, [*Errata in* Bull. Seism. Soc. Am., *76 (1), p. 328, 1986*], cit. p. 61.

Thurber, C. H. & N. Rabinowitz (2000), *Advances in Seismic Event Location*, Modern Approaches in Geophysics, 267 p., Kluwer Academic Publishers, cit. p. 60.

Thurber, C. H. & H. Zhang (2004), Comment on "The effect of velocity structure errors on double-difference earthquake location" by A. Michelini and A. Lomax, *Geophys. Res. Lett.*, *31*(15), 1, cit. p. 68.

Torrence, C. & G. P. Compo (1998), A practical guide to wavelet analysis, *Bull. Am. Met. Soc.*, *79*(1), 61–78, cit. p. 84.

Truffert, C., C. Gumiaux, J. Chantraine, J. Perrin, A. Galdeano, D. Gapais, M. Ballèvre, F. Asfirane, P. Guennoc & J.-P. Brun (2001), Levé géophysique aéroporté dans le sud-est du Massif armoricain (programme GeoFrance3D Armor2). Magnétisme et radiométrie spectrale, *C. R. Acad. Sci.*, *333*(5), 263–270, 2 cit. p. 33 et 49.

V

Vassallo, M., C. Satriano & A. Lomax (2012), Automatic Picker Developments and Optimization: A Strategy for Improving the Performances of Automatic Phase Pickers, *Seism. Res. Lett.*, *83*(3), 541–554, cit. p. 175.

Vigneresse, J.-L. (1988), La fracturation post-hercynienne du Massif armoricain d'après les données géologiques, *Géol. France*, *2*, 3–10, 2 cit. p. 33 et 39.

Voronoï, G. (1908), Nouvelles applications des paramètres continus à la théorie des formes quadratiques. Deuxième mémoire. Recherches sur les parallélloèdres primitifs, *J. für die reine und angewandte Mathematik*, *134*, 198–287, cit. p. 209.

W

Wadati, K. (1933), On the travel time of earthquake waves. Part II, *Geophys. Mag.*, *7*, 101–111, 7 cit. p. 87, 91, 111, 127, 200, et 201.

Waldhauser, F. & W. L. Ellsworth (2000), A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *90*(6), 1353–1368, 4 cit. p. 30, 67, 68, et 120.

Wessel, P. & W. Smith (1998), New, improved version of Generic Mapping Tools released, *Eos Trans. AGU*, *79*(47), 579, 2 cit. p. 113.

Withers, M., R. Aster, C. Young, J. Beiriger, M. Harris, S. Moore & J. Trujillo (1998), A comparison of select trigger algorithms for automated global seismic phase and event detection, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *88*(1), 95–106, 2 cit. p. 137 et 164.

Woodgold, C. (2008), Comment on "Three Theorems of Earthquake Location" by C. Lomnitz, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *98*(1), 504–505, cit. p. 68.

Y

Yang, Y. J. I., M. H. Ritzwoller, A. L. Levshin & N. M. Shapiro (2007), Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe, *Geophys. J. Int.*, *168*(1), 259–274, cit. p. 47.

Z

Zhang, H. & C. H. Thurber (2003), Double-Difference Tomography: The Method and Its Application to the Hayward Fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *93*(5), 1875–1889, cit. p. 68.

Ziegler, P. & P. Dèzes (2006), Crustal evolution of western and central Europe, *Geol. Soc. London Mem.*, *32*, 43–56, 2 cit. p. 41 et 221.

Ce document a été rédigé à l'aide du logiciel de composition typographique LaTeX 2ε.

Table des matières

Liste des abréviations i

Avant-propos v

Introduction 1

I Le Massif armoricain 7

1 Sismicité du Massif armoricain 11

1.1 La sismicité historique . . . 12
1.2 La sismicité instrumentale . . . 14
1.2.1 Une sismicité diffuse ? . . . 18
1.2.2 Une profondeur des séismes imprécise . . . 19
1.2.3 Une magnitude de complétude élevée . . . 19
1.2.4 De fortes incertitudes épicentrales . . . 21
1.2.5 Des événements non tectoniques nombreux . . . 24
1.3 Le champ de contraintes . . . 24
1.4 L'Aléa sismique . . . 27
1.5 Vers de nouvelles méthodes de localisations de séismes . . . 29

2 Contexte géologique et géophysique 31

2.1 La structure générale du Massif armoricain . . . 32
2.1.1 La zone Nord armoricaine . . . 34
2.1.2 La zone Centre armoricaine . . . 35
2.1.3 La zone Sud armoricaine . . . 36
2.2 La formation du Massif armoricain . . . 36
2.2.1 L'orogènese panafricaine (cadomienne) . . . 36
2.2.2 L'orogènese varisque (hercynienne) . . . 38
2.2.3 Les événements post-hercyniens . . . 39
2.3 Les études géophysiques . . . 40
2.3.1 Les apports de la sismologie . . . 40
2.3.1.a Les profils sismique réfraction/réflection . . . 42
2.3.1.b L'atténuation sismique . . . 43
2.3.1.c Les fonctions récepteur . . . 44
2.3.1.d La détermination d'un modèle de vitesses lors des locations épicentrales 44
2.3.1.e Les Tomographies . . . 45
i) La tomographie par onde de volume . . . 45
ii) La tomographie par onde de surface . . . 46
2.3.2 Les apports de la gravimétrie et de la géodésie . . . 48
2.3.3 Les apports du magnétisme et de la radiométrie . . . 49
2.4 Quel modèle de Terre pour la localisation des séismes ? . . . 50

II Détermination des paramètres hypocentraux et structuraux d'un ou plusieurs séismes 53

1 **Localisation hypocentrale** 57
1.1 Généralités sur les processus d'inversion . . . 58
1.2 Des méthodes déterministes locales 60
1.2.1 L'algorithme de Geiger (1912) . . . 60
1.2.2 Les dépendance aux connaissances *a priori* . . . 64
1.2.3 Les autres méthodes déterministes . . . 67
1.3 ... aux méthodes probabilistes globales . . . 68

2 **Détermination McMC des paramètres hypocentraux et structuraux** 71
2.1 Les méthodes de type Monte-Carlo par chaîne de Markov . . . 71
2.1.1 Une approche bayésienne . . . 72
2.1.2 L'exploration McMC . . . 75
2.1.3 Les Chaînes de Markov . . . 76
2.1.4 L'algorithme de Metropolis . . . 78
2.1.4.a La génération aléatoire d'une configuration . . . 78
2.1.4.b Le calcul du problème direct et de la fonction coût . . . 79
2.1.4.c La phase d'acceptation/rejet . . . 79
2.2 L'exploration McMC des paramètres hypocentraux et structuraux . . . 82
2.2.1 Le problème direct et les données . . . 82
2.2.1.a Les deux types de paramètres . . . 85
i) Les paramètres hypocentraux . . . 85
i.1) La Longitude, la latitude et la profondeur . . . 85
i.2) L'heure d'origine . . . 85
ii) Les paramètres structuraux . . . 85
ii.1) Les vitesse sismiques . . . 87
ii.2) Le ratio de vitesse . . . 87
ii.3) La profondeur du Moho . . . 87
2.2.1.b Les équations du problème direct . . . 87
2.2.1.c La pondération des données et fonction coût . . . 88
2.2.2 Les contraintes *a priori* . . . 90
2.2.2.a Le Prior . . . 91
2.2.2.b Les modèles initiaux . . . 93
i) Les paramètres structuraux initiaux . . . 93
ii) Les paramètres hypocentraux initiaux . . . 93
ii.1) L'épicentre initial . . . 94
ii.2) La profondeur initiale du séisme . . . 95
ii.3) Le temps origine initial . . . 95
2.2.3 Les paramètres de réglage . . . 95
2.2.4 Une stratégie de recherche en deux temps : coldruns et hotruns . . . 97
2.2.4.a Une première phase : coldruns . . . 100
2.2.4.b Une seconde phase : hotruns . . . 102

2.2.5 Un exemple de comportement dans un cas sous-déterminé . . . 104
2.2.6 L'étude *a posteriori* . . . 104
2.2.7 L'implémentation pratique de la méthode . . . 112

3 Exemples d'applications 115
3.1 Le séisme de Vannes du 21 novembre 2013 . . . 115
3.2 Un exemple synthétique . . . 116
3.3 Des exemples de localisations hypocentrales . . . 118
3.3.1 From deterministic to probabilistic methods . . . 120
3.3.2 Joint structure-source probabilistic determination . . . 121
3.3.2.a Model parameterization and forward problem . . . 121
3.3.2.b McMC exploration through Bayesian rules . . . 122
3.3.2.c Prior and starting models . . . 126
3.3.2.d Synthetic experiments . . . 127
3.3.3 Application to real data . . . 130
3.3.3.a Study of the 2013, November 21st event and of its aftershocks . . . 130
i) Joint structure-single source determination . . . 132
ii) Joint structure-multiple source determination . . . 132
3.3.3.b Behaviour of the algorithm using *a priori* constrains . . . 136
i) Priors on event depth or event classification . . . 137
ii) Priors on structure parameters . . . 138
3.3.4 Discussion and conclusions . . . 140

III Acquisition, traitement, dépouillement des données et bulletins sismologiques 143

1 Réseaux de stations et bulletins sismologiques 147
1.1 Les réseaux permanents . . . 147
1.1.1 Le Réseau National de Surveillance Sismique . . . 147
1.1.2 Le Réseau Large-Bande Permanent . . . 148
1.1.3 Le réseau national du LDG . . . 148
1.1.4 Le Réseau Accélérométrique Permanent . . . 149
1.1.5 Les réseaux étrangers . . . 149
1.2 Les bulletin sismologique 2011–2013 . . . 150
1.3 Le réseau temporaire PyrOPE . . . 154
1.3.1 L'expérience PyrOPE (2011–2014) . . . 154
1.3.2 Le réseau PyrOPE Ouest . . . 155
1.4 Le réseau temporaire autour du séisme de Vannes (21/11/2013) . . . 160
1.4.1 Le Réseau Nantais de Stations Sismologiques . . . 160
1.4.2 La campagne post-séisme de Vannes (novembre – décembre 2013) . . . 160
1.4.3 La détection des tremblements de terre . . . 163

2 **Traitement et dépouillement des données** 169
2.1 Le prétraitement de données . . . 169
2.1.1 Le découpage des données . . . 169
2.1.2 La déconvolution de la réponse instrumentale . . . 172
2.1.3 Le filtrage des données . . . 174
2.2 Le dépouillement manuel des données . . . 175
2.2.1 L'acquisition des pointés sur les sismogrammes . . . 176
2.2.2 L'utilisation de la kurtosis . . . 177
2.2.3 L'utilisation du bulletin . . . 177
2.2.4 Les incertitudes sur les temps d'arrivées . . . 178
2.2.5 La lecture des temps d'arrivées des ondes . . . 180
2.3 Les pointés 2011–2013 . . . 180

IV Relocalisation de la sismicité armoricaine entre 2011-2013 185

1 **Localisations individuelles** 189
1.1 De faibles résidus . . . 190
1.2 Des localisations épicentrales précises . . . 193
1.3 Une structure cohérente . . . 200
1.4 Des profondeurs focales plus élevées . . . 202
1.5 Les résidus aux stations . . . 203
1.6 Le calcul de la magnitude de durée M_d . . . 206

2 **Relocalisations simultanées de plusieurs séismes** 209
2.1 Un découpage du Massif armoricain . . . 209
2.2 L'élargissement des incertitudes de localisation . . . 211
2.3 Une structure mieux contrainte . . . 215

3 **Relocalisations individuelles avec un modèle de Terre restreint** 223
3.1 Des résidus qui restent faibles . . . 224
3.2 L'éffet de la restriction du prior sur les paramètres structuraux . . . 225
3.3 La localisation épicentrale dans le Massif armoricain . . . 227
3.4 La profondeur des événements du Massif armoricain . . . 228

Conclusion & perspectives 231

Bibliographie 238

Table des matières 261

Liste des figures 269

Liste des tableaux 269

Annexe A – Catalogues de sismicité 273

Annexe B – Prétraitement des données 281

Résumé 286

Abstract 286

Liste des figures

1 Différentes explications des mythologies de la cause des tremblements de terre. 4

I.1-1 Sismicité instrumentale globale. 12
I.1-2 Sismicité historique en France métropolitaine. 13
I.1-3 Sismicité instrumentale de 1962 à 2009 en France métropolitaine. 15
I.1-4 Comparaison entre les sismicités instrumentales métropolitaines et armoricaines. . . 16
I.1-5 Carte de stations sismologiques en France métropolitaine. 18
I.1-6 Loi de Gutenberg-Richter en France métropolitaine et sur le Massif armoricain. 20
I.1-7 Variations latérales de la magnitude de complétude. 21
I.1-8 Incertitudes épicentrales de la sismicité instrumentale en France métropolitaine . . . 22
I.1-9 Distributions cumulées des incertitudes 23
I.1-10 Évolution de la surface des incertitudes au cours du temps. 23
I.1-11 Événements sismiques non tectoniques en France métropolitaine. 25
I.1-12 Mécanismes au foyer du Massif armoricain. 26
I.1-13 Zonage sismique de la sismicité métropolitaine. 27

I.2-1 Schéma tectonique de la Ceinture varisque d'Europe de l'Ouest. 32
I.2-2 Localisation des chaînes calédonienne et varisque à la fin du Permien. 33
I.2-3 Carte géologique schématique simplifiée du Massif armoricain. 35
I.2-4 Schéma de la géométrie et de la cinématique des plaques au Paléozoïque. 37
I.2-5 Mohographies du Massif armoricain. 42
I.2-6 Cartes issues d'une tomographie par onde de surface. 46

II.1-1 Effets des modèles de vitesses et du modèle initial sur une inversion type Geiger (1910). 66

II.2-1 Nombre de publications dont le titre contient « bayes ». 74
II.2-2 Spectrogramme d'un séisme local. 84
II.2-3 Schéma du problème direct. 89
II.2-4 Différences absolues des temps d'arrivées en fonction du modèle de Terre. 89
II.2-5 Exemple de diagrammes de Wadati et de Chatelain. 92
II.2-6 Construction d'une zone d'initialisation épicentrale par LOA. 94
II.2-7 Exemple de corrélogrammes. 96
II.2-8 Algorithme de la méthode développée. 99
II.2-9 Évolution de la fonction coût en fonction des itérations. 101
II.2-10 Évolution de la densité de probabilité sur ϕ et λ en fonction du nombre de stations. . 105
II.2-11 Exemple du séisme du 06/07/2013 pour les paramètres α_1 et $\frac{\alpha}{\beta}$. 107
II.2-12 Exemple du séisme du 06/07/2013 pour les paramètres α_n et z_n. 108
II.2-13 Exemple du séisme du 06/07/2013 pour les paramètres ϕ et λ. 109
II.2-14 Exemple du séisme du 06/07/2013 pour les paramètres z_h et t_o. 110

II.3-1 Carte des isoséistes du séisme de Vannes du 21 novembre 2013. 116
II.3-2 Résultat d'un test synthétique dans la configuration du séisme de Vannes. 117

II.3-3 Algorithm for the joint structure-source probabilistic determination. 124
II.3-4 Synthetic experiment results for structure-source probabilistic determination. 128
II.3-5 Effects of the structure parameters through iterative linearized inversions. 129
II.3-6 Locations of the 2013, November 21st $M_W = 3.5$ event and of its principal aftershocks. 131
II.3-7 The $M_W = 3.5$ event of 2013, November 21st, and following aftershocks. 133
II.3-8 Posterior covariances between structure and/or source parameters. 134
II.3-9 Detailed analysis of the covariance between the source parameters of the main event. 135
II.3-10 Effect of *a priori* knowledge on event depth. 137
II.3-11 Effect of *a priori* knowledge on the seismic velocity structure. 139

III.1-1 Résolution en terme d'imagerie de la future antenne vélocimétrique permanente. . . . 149
III.1-2 Sismicité instrumentale enregistrée par le LDG et le RéNaSS (2011–2013). 151
III.1-3 Profondeurs des séismes enregistrés par le LDG et le RéNaSS. 152
III.1-4 Événements sismiques non tectoniques enregistrés par le LDG et le RéNaSS. 152
III.1-5 Carte du réseau PyrOPE. 154
III.1-6 Évolution des réseaux sismologiques sur le Massif armoricain. 155
III.1-7 Complétude des données du réseau PyrOPE Ouest 158
III.1-8 Contrôle de qualité du réseau PyrOPE Ouest 159
III.1-9 Exemple d'installation d'un capteur. 161
III.1-10 Exemple d'installation d'une station sismologique. 161
III.1-11 Illustration de la méthode de détection des événements sismique par $\frac{sta}{lta}$. 165
III.1-12 Détection des événements sismiques pendant la campagne post-séisme de Vannes. . . 166

III.2-1 Traitement des données et lecture du temps d'arrivées des ondes. 171
III.2-2 Réponses instrumentales (amplitude) du réseau PyrOPE Ouest. 173
III.2-3 Réponses instrumentales (phase) du réseau PyrOPE Ouest. 174
III.2-4 Temps d'arrivées des ondes en fonction de la distance hypocentrale 178
III.2-5 Lecture de l'incertitude sur un pointé (d'après Diehl & Kissling, 2007). 179
III.2-6 Répartition du nombre de pointés en fonction de la phase. 181
III.2-7 Nombre de pointés et incertitudes associées par station et par type d'ondes. 182

IV.1-1 Résidus sur les pointés des ondes directes et réfractées. 192
IV.1-2 Localisations épicentrales des séismes. 194
IV.1-3 Localisation des séismes du bulletin. 195
IV.1-4 Comparaison entre les épicentres localisés et des épicentres du bulletin. 196
IV.1-5 Distribution des distances entre les épicentres localisés et ceux du bulletin. 197
IV.1-6 Distribution des distances à la première station. 197
IV.1-7 Ellipses d'incertitudes épicentrales. 198
IV.1-8 Évolution de la surface des incertitudes de 1962 à 2013. 199
IV.1-9 Diagrammes des paramètres de structure 201
IV.1-10 Distribution des profondeurs des séismes. 202
IV.1-11 Variations latérales des profondeurs des séismes. 203
IV.1-12 Résidus aux stations des ondes directes. 204
IV.1-13 Résidus aux stations des ondes réfractées. 205
IV.1-14 Magnitudes de durée estimées et comparées aux bulletins. 206

IV.2-1 Découpage du Massif armoricain en cellules de Voronoï. 210
IV.2-2 Résidus sur les pointés P_g, S_g, P_n et S_n avec une localisation simultanée des séismes . 211
IV.2-3 Localisations épicentrales des séismes par cellule de Voronoï. 212
IV.2-4 Comparaison entre les épicentres relocalisés et des épicentres du bulletin. 213
IV.2-5 Résidus aux stations des ondes directes sur l'ensembles des modèles générés. 216
IV.2-6 Résidus aux stations des ondes réfractées sur l'ensembles des modèles générés. 217
IV.2-7 Distributions des paramètres de structures. 218
IV.2-8 Carte de la profondeur apparente du Moho déterminée par cellule de Voronoï. 220

IV.3-1 Résidus sur les pointés issus de localisations individuelles et un modèle de Terre restreint. 224
IV.3-2 Distributions des paramètres de structure avec restriction pour chaque cellule. 226
IV.3-3 Évolution de la surface des incertitudes épicentrales entre 2011 et 2013. 227
IV.3-4 Profondeurs des séismes du Massif armoricain. 229

VI-1 Exemple de fichier PZ. 282
VI-2 Réponse instrumentale 283
VI-3 Exemple de fichier PZ en vitesse. 283

Liste des tableaux

II.2-1 Équations du problème direct. 89
II.2-2 Intervalles d'exploration et de la largeur des gaussiennes d'échantillonnages f. 98

II.3-1 Exploration ranges and width of the sampling Gaussian distributions. 125
II.3-2 The velocity models used by LDG and RéNaSS, and determined in this study. 134

III.1-1 Description du réseau PyrOPE 157
III.1-2 Localisation des stations de la campagne post-séisme de Vannes. 162
III.1-3 Temps d'enregistrement aux stations de la campagne post-séisme de Vannes. 163

IV.1-1 Critères de position sur les paramètres structuraux. 200

IV.2-1 Valeurs moyennes des paramètres de structure par cellule de Voronoï. 219

VI-1 Localisation du bulletin 2011- 2013. 273
VI-2 Localisation du séisme de Vannes et des séismes subséquents. 278
VI-3 Localisations simultanées avec un réseau temporaire local. 278
VI-4 Relocalisations individuelles avec un réseau temporaire local. 279

Annexes

Annexe A

catalogues de sismicité

Tableau VI-1 – Localisation du bulletin 2011- 2013 (déterminations individuelles). Les ellipses sont définies sur les ensembles des 1 000 meilleurs modèles, avec les axes de l'ellipse, a et b, grand et petit diamètres. Les incertitudes sont données avec 2σ.

date	épicentre		profondeur	ellipse		
t_0 (TU)	longitude ϕ (°)	latitude λ (°)	h_z (km)	a (km)	b (km)	angle (°)
2011-03-22T22h19:23,92 ±0,28	−0,900 5 ±0,014	47,201 2 ±0,013	6,23 ±8,5	3,55	0,882	213,5
2011-03-26T12h30:37,3 ±0,37	−3,827 6 ±0,014	47,243 6 ±0,015	25,19 ±3,3	3,682	1,362	29,5
2011-03-26T15h21:37,7 ±1,06	−0,070 3 ±0,042	47,668 6 ±0,021	22,96 ±21,7	7,168	3,278	61,5
2011-03-30T14h41:38,9 ±0,06	−3,553 6 ±0,008	47,651 8 ±0,008	20,7 ±0,9	2,084	0,572	28,5
2011-04-08T01h36:40,6 ±0,33	−2,761 2 ±0,018	48,191 9 ±0,002	34,1 ±4,3	2,69	0,496	269,5
2011-04-08T17h33:41,42 ±0,6	−0,896 3 ±0,035	49,314 1 ±0,037	9,74 ±12,5	9,252	3,072	202,5
2011-04-13T10h38:44,76 ±0,14	−3,512 7 ±0,006	47,264 8 ±0,004	1,05 ±1,6	1,198	0,344	46,5
2011-04-13T19h17:3,18 ±0,16	−2,645 1 ±0,01	48,213 7 ±0,006	3,8 ±5,3	1,874	0,782	47,5
2011-04-14T10h05:1,74 ±0,32	0,213 9 ±0,025	47,211 1 ±0,008	8,19 ±12,1	3,978	1,396	256,5
2011-04-24T04h42:9,33 ±1,11	−2,693 7 ±0,164	50,009 5 ±0,094	22,47 ±20,7	31,312	0,762	228,5
2011-04-27T05h10:0,7 ±0,24	−4,512 6 ±0,027	48,491 6 ±0,006	14,16 ±2,5	4,092	0,498	286,5
2011-05-11T19h54:11,22 ±0,54	−0,006 2 ±0,046	48,496 4 ±0,013	25,5 ±6,2	7,306	1,136	67,5
2011-05-16T03h25:31,86 ±0,35	−1,058 4 ±0,011	47,872 1 ±0,003	36,23 ±5,6	1,756	0,596	102,5
2011-05-19T03h13:43,58 ±1,05	1,020 3 ±0,057	46,988 8 ±0,018	31,43 ±11,2	9,254	2,074	68,5
2011-05-23T05h44:39,32 ±0,12	−1,760 3 ±0,007	47,108 3 ±0,004	10,71 ±1,1	1,4	0,37	228,5
2011-06-01T15h43:30,07 ±1,75	0,615 7 ±0,077	49,193 5 ±0,096	13,91 ±16,7	21,984	9,84	21,5
2011-06-01T18h17:34,07 ±0,6	0,231 7 ±0,025	49,132 2 ±0,011	26,55 ±7	3,856	1,986	114,5
2011-06-06T14h06:50,4 ±0,04	−4,461 4 ±0,004	48,368 7 ±0,002	0,93 ±1,5	0,626	0,294	54,5
2011-06-08T22h13:29,65 ±0,87	−0,640 5 ±0,06	49,996 4 ±0,019	23,16 ±20,2	9,224	2,708	69,5
2011-06-10T04h21:52,51 ±0,66	−1,392 6 ±0,018	47,932 1 ±0,007	32,16 ±9,7	3,014	0,84	63,5
2011-06-10T12h29:53,58 ±0,24	−3,184 9 ±0,014	48,289 9 ±0,008	24,99 ±1	2,546	0,89	50,5
2011-06-11T09h44:24,96 ±0,27	−3,181 3 ±0,028	48,170 9 ±0,004	15,59 ±1,9	4,188	0,866	84,5
2011-06-21T17h40:58,95 ±0,13	−4,206 6 ±0,005	48,426 ±0,004	4,33 ±5,3	1,01	0,682	178,5
2011-06-23T22h01:27,14 ±0,23	−0,975 8 ±0,011	47,444 ±0,005	6,07 ±8,9	1,964	0,498	55,5
2011-06-25T00h28:24,3 ±0,66	0,177 8 ±0,039	47,007 ±0,015	13,89 ±16,7	6,558	1,84	246,5
2011-06-29T19h23:54,83 ±0,47	−1,536 4 ±0,021	49,117 8 ±0,017	4,9 ±6,6	4,42	2,004	203,5
2011-06-30T17h30:45,16 ±0,52	−4,173 5 ±0,02	47,372 2 ±0,015	23,83 ±6,2	4,214	1,584	220,5
2011-07-02T00h42:53,85 ±0,1	−4,573 9 ±0,009	48,264 6 ±0,002	21,35 ±0,7	1,332	0,168	253,5
2011-07-02T07h00:18,86 ±0,47	−0,970 6 ±0,018	47,176 7 ±0,013	25,74 ±8,8	3,792	0,936	43,5
2011-07-03T13h50:5,72 ±0,16	−2,374 4 ±0,014	47,870 5 ±0,007	3,31 ±4,8	2,43	0,71	234,5
2011-07-03T16h46:22,89 ±0,17	−2,13 ±0,006	47,332 5 ±0,004	8,77 ±2,6	1,004	0,604	50,5
2011-07-05T23h47:8,4 ±0,27	−0,064 4 ±0,026	48,394 5 ±0,016	22,48 ±5,9	5,108	1,368	227,5
2011-07-09T17h22:13,83 ±0,13	−3,543 9 ±0,003	47,938 6 ±0,003	8,17 ±2,7	0,724	0,362	155,5
2011-07-10T14h48:50,82 ±0,13	−3,885 6 ±0,007	48,999 5 ±0,007	8,87 ±3,8	1,482	0,976	354,5
2011-07-12T06h06:25,98 ±0,14	−3,004 9 ±0,011	48,377 5 ±0,015	1,27 ±2	3,372	1,538	164,5
2011-07-17T02h24:46,34 ±0,38	−1,289 4 ±0,026	49,246 3 ±0,006	1,53 ±2,3	3,9	0,86	255,5
2011-07-23T11h42:2,98 ±0,22	−3,740 3 ±0,01	47,536 ±0,007	17,57 ±2,7	1,962	0,836	42,5
2011-08-03T18h49:2,72 ±0,07	−2,188 3 ±0,004	46,612 5 ±0,004	1,16 ±1,7	1,018	0,218	33,5
2011-08-05T10h25:23,72 ±0,09	−2,939 7 ±0,005	48,433 3 ±0,002	2,05 ±2,9	0,768	0,436	64,5
2011-08-06T22h06:2,83 ±0,12	−2,293 3 ±0,007	47,561 8 ±0,003	1,34 ±2	1,128	0,682	82,5
2011-08-10T21h10:47,05 ±0,21	−1,979 6 ±0,005	47,854 ±0,004	27 ±1,6	0,962	0,434	322,5
2011-08-11T00h53:43,37 ±0,13	−3,000 5 ±0,007	48,350 7 ±0,004	9,82 ±2,4	1,224	0,58	289,5
2011-08-11T02h39:48,22 ±0,12	−3,109 7 ±0,006	48,400 5 ±0,005	7,71 ±1,2	1,308	0,468	318,5

→ suite page suivante

Tableau VI-1 – début page(s) précedente(s)

date	épicentre		profondeur	ellipse		
t_o (TU)	longitude ϕ (°)	latitude λ (°)	h_z (km)	a (km)	b (km)	angle (°)
2011-08-19T08h44:48,87 ±0,52	−3,012 3 ±0,007	48,323 4 ±0,005	13,61 ±3,7	1,474	0,618	223,5
2011-08-31T04h53:3,71 ±0,18	−2,979 1 ±0,009	48,144 9 ±0,004	6,45 ±6,7	1,502	0,712	120,5
2011-08-31T16h34:33,69 ±0,9	0,086 6 ±0,057	47,989 8 ±0,025	10,91 ±14	10,04	1,574	237,5
2011-09-07T00h21:56,74 ±0,73	−0,382 2 ±0,041	46,928 1 ±0,021	7,89 ±8,3	7,732	1,068	54,5
2011-09-09T01h47:0,22 ±0,11	−3,027 1 ±0,006	48,343 3 ±0,002	1,06 ±1,7	0,922	0,344	282,5
2011-09-10T00h47:1,95 ±0,63	−0,034 4 ±0,036	47,073 7 ±0,014	4,31 ±5,8	6,172	0,938	241,5
2011-09-13T02h19:48,28 ±0,07	−1,965 5 ±0,004	48,460 4 ±0,003	2,66 ±3,4	0,788	0,298	43,5
2011-09-14T02h56:49,35 ±0,59	−1,598 4 ±0,036	49,750 4 ±0,009	22,19 ±6,8	5,486	0,838	249,5
2011-09-20T03h48:57,92 ±0,57	0,680 9 ±0,04	47,022 3 ±0,014	8,7 ±11,9	6,536	1,788	246,5
2011-09-24T07h05:12,43 ±0,36	−2,376 1 ±0,012	48,683 8 ±0,005	16,5 ±8,2	1,958	0,722	250,5
2011-10-09T07h33:28,73 ±0,2	−3,651 2 ±0,004	48,113 3 ±0,003	21,81 ±2,8	0,9	0,394	38,5
2011-10-14T22h53:55,88 ±0,89	0,513 2 ±0,054	49,750 4 ±0,01	15,18 ±21	7,95	1,632	77,5
2011-10-16T13h34:22,39 ±0,11	−3,363 5 ±0,006	48,364 9 ±0,005	10,99 ±1,2	1,048	0,8	19,5
2011-10-21T01h52:44,78 ±0,17	−4,512 6 ±0,01	48,311 9 ±0,003	16,59 ±1,4	1,512	0,336	248,5
2011-10-22T03h07:49,31 ±0,14	−4,373 4 ±0,011	48,005 2 ±0,008	21,65 ±0,9	2,272	0,44	223,5
2011-10-23T01h46:49,51 ±0,32	−0,945 2 ±0,012	47,128 1 ±0,008	11,72 ±9,2	2,478	0,522	226,5
2011-11-03T01h35:51,84 ±0,21	−1,462 8 ±0,017	46,966 ±0,006	4,62 ±5,7	2,824	0,702	68,5
2011-11-06T22h40:20,29 ±0,36	−1,411 8 ±0,01	49,35 ±0,003	35,57 ±6,7	1,574	0,556	76,5
2011-11-08T18h28:40,13 ±0,24	−0,898 9 ±0,013	47,129 2 ±0,007	9,46 ±10,5	2,52	0,598	50,5
2011-11-08T23h10:0,08 ±0,19	−1,756 5 ±0,014	47,289 ±0,01	12,74 ±3	2,974	0,804	45,5
2011-11-11T01h20:24,63 ±0,05	−1,387 7 ±0,004	45,934 6 ±0,002	0,76 ±1,2	0,714	0,342	69,5
2011-11-16T05h49:44,08 ±0,12	−1,034 8 ±0,006	46,717 9 ±0,003	28,83 ±1,3	1,038	0,2	237,5
2011-12-03T07h32:40,46 ±0,15	−1,345 7 ±0,014	45,72 ±0,003	1,72 ±2,4	2,182	0,52	81,5
2011-12-04T22h29:27,49 ±0,13	−1,396 6 ±0,009	46,266 7 ±0,005	17,54 ±1,9	1,594	0,668	57,5
2011-12-10T12h02:24,11 ±0,18	−2,990 2 ±0,011	48,265 1 ±0,006	25,2 ±1	2,032	0,392	49,5
2011-12-11T08h37:16,17 ±0,3	−2,656 4 ±0,017	46,569 9 ±0,012	38,64 ±2	3,7	0,866	224,5
2011-12-14T04h46:54,26 ±0,2	−2,135 4 ±0,005	48,153 5 ±0,005	4,61 ±6,6	1,236	0,524	222,5
2011-12-27T01h22:44,31 ±0,93	−1,436 5 ±0,012	49,011 9 ±0,008	27,98 ±16	2,198	1,13	324,5
2011-12-29T01h08:46,54 ±0,32	−2,663 2 ±0,015	46,524 8 ±0,011	32,35 ±3,3	3,212	0,846	43,5
2011-12-29T04h30:33,47 ±0,61	−4,860 3 ±0,058	48,470 7 ±0,008	20,44 ±3,6	8,53	1,434	275,5
2011-12-29T13h33:39,72 ±0,19	−0,202 5 ±0,01	46,84 ±0,005	3,06 ±4,5	1,736	0,506	237,5
2011-12-29T16h54:4,56 ±0,07	−2,627 4 ±0,019	47,235 ±0,017	7,87 ±5,3	4,72	0,306	218,5
2012-01-01T18h19:25,23 ±0,06	−3,326 1 ±0,005	47,634 3 ±0,005	11,23 ±0,7	1,4	0,226	212,5
2012-01-09T18h03:13,41 ±0,14	−1,649 4 ±0,009	47,393 6 ±0,003	20,54 ±2,1	1,474	0,532	249,5
2012-01-11T23h58:0,64 ±0,31	−2,296 9 ±0,007	48,138 ±0,004	21,1 ±5,4	1,09	0,668	61,5
2012-01-13T20h13:42,44 ±0,33	−2,328 3 ±0,007	49,866 2 ±0,006	14,62 ±14	1,476	0,498	144,5
2012-01-18T16h55:11,77 ±0,22	0,195 1 ±0,01	49,793 8 ±0,003	6,22 ±7	1,424	0,606	85,5
2012-01-18T18h33:29,52 ±0,23	−4,885 3 ±0,016	49,634 8 ±0,003	8,44 ±10,7	2,286	0,678	98,5
2012-01-19T05h10:27,54 ±0,37	−0,169 6 ±0,027	46,633 6 ±0,014	7,55 ±7,5	4,906	1,538	235,5
2012-01-21T10h34:39,26 ±0,1	−2,247 7 ±0,009	46,755 1 ±0,004	13,95 ±2,4	1,514	0,438	57,5
2012-01-24T12h12:34,52 ±0,6	−0,139 9 ±0,016	49,749 6 ±0,006	32,08 ±12,3	2,448	1,096	281,5
2012-01-29T02h46:52,59 ±0,08	−2,135 3 ±0,006	46,631 7 ±0,004	7,38 ±1,2	1,284	0,316	226,5
2012-01-29T21h21:14,75 ±0,2	−2,346 9 ±0,02	47,935 9 ±0,02	10,28 ±12,4	5,284	0,442	34,5
2012-01-30T06h34:24,61 ±0,31	−1,131 1 ±0,011	48,420 8 ±0,005	9,7 ±13,2	1,81	0,816	69,5
2012-01-30T06h36:41,33 ±0,55	−0,960 5 ±0,008	48,474 8 ±0,005	18,28 ±20,7	1,536	0,45	232,5
2012-02-04T15h36:30,71 ±0,1	−1,525 5 ±0,011	46,104 5 ±0,004	4,31 ±5,3	1,774	0,552	65,5
2012-02-08T17h55:50,25 ±0,38	−3,198 9 ±0,02	46,064 1 ±0,013	23,01 ±18,7	4,214	0,866	226,5
2012-02-13T22h33:35,43 ±0,45	0,457 3 ±0,015	47,122 7 ±0,008	17,68 ±16,4	2,472	1,292	299,5
2012-02-16T18h14:45,71 ±0,16	−3,071 ±0,008	48,149 1 ±0,003	9,17 ±2,8	1,23	0,476	67,5
2012-02-17T00h00:44,86 ±0,1	−3,074 9 ±0,01	48,144 9 ±0,005	3,17 ±3,6	1,698	0,47	237,5
2012-02-17T19h24:1,39 ±0,39	−0,71 ±0,009	47,282 ±0,004	29,82 ±7,3	1,576	0,62	240,5
2012-02-28T16h57:23,62 ±0,05	−1,120 8 ±0,002	46,569 5 ±0,002	0,83 ±1,3	0,566	0,262	18,5
2012-03-06T18h21:1,08 ±0,06	−1,046 6 ±0,007	46,453 1 ±0,005	12,44 ±0,8	1,414	0,294	45,5
2012-03-16T09h21:8,99 ±0,14	−0,209 3 ±0,007	46,608 8 ±0,005	3,01 ±4,4	1,444	0,46	225,5
2012-03-17T18h48:55,36 ±0,17	−3,071 ±0,009	48,432 7 ±0,006	16,73 ±1,1	1,798	0,658	45,5
2012-03-23T23h07:38,22 ±0,22	−4,815 6 ±0,014	47,377 8 ±0,006	30,47 ±2,3	2,318	0,828	243,5
2012-03-24T03h29:7,65 ±0,27	−4,016 1 ±0,007	48,414 8 ±0,005	26,01 ±2,9	1,256	0,714	46,5
2012-03-26T03h05:28,56 ±0,35	−0,642 4 ±0,014	47,642 3 ±0,004	11,62 ±13,6	2,114	0,722	262,5
2012-03-26T06h45:19,2 ±0,11	−2,622 1 ±0,007	47,814 4 ±0,003	2,11 ±2,8	1,186	0,428	247,5

→ suite page suivante

Tableau VI-1 – début page(s) précedente(s)

date	épicentre		profondeur	ellipse		
t_o (TU)	longitude ϕ (°)	latitude λ (°)	h_z (km)	a (km)	b (km)	angle (°)
2012-03-26T06h49:47,81 ±0,11	−2,656 9 ±0,006	47,808 4 ±0,006	4,93 ±4,9	1,544	0,556	35,5
2012-03-30T18h23:53,7 ±0,34	−2,512 6 ±0,028	48,091 5 ±0,027	30,91 ±8,5	7,324	0,66	33,5
2012-03-31T22h00:13,82 ±0,09	−1,488 9 ±0,004	46,912 8 ±0,002	2 ±2,8	0,72	0,37	57,5
2012-04-08T03h19:43,42 ±0,41	−2,954 9 ±0,012	46,330 7 ±0,006	13,81 ±11,9	2,154	0,484	237,5
2012-04-09T17h39:22,68 ±0,1	−3,171 9 ±0,002	47,855 3 ±0,002	11,52 ±1,4	0,554	0,126	37,5
2012-04-10T16h47:23,51 ±0,05	−3,244 6 ±0,003	47,799 8 ±0,002	26,17 ±0,4	0,506	0,188	51,5
2012-04-11T10h08:49,31 ±0,13	−0,152 7 ±0,004	48,372 ±0,002	38,84 ±1,9	0,648	0,242	250,5
2012-04-12T14h43:19,64 ±0,22	−2,175 ±0,006	48,128 7 ±0,003	26,98 ±2,7	1,052	0,544	273,5
2012-04-19T22h35:21,64 ±0,05	−1,946 8 ±0,003	48,432 7 ±0,001	13,71 ±0,6	0,436	0,26	83,5
2012-04-25T21h02:24,43 ±0,05	−3,277 1 ±0,002	48,739 8 ±0,001	0,71 ±1,1	0,4	0,12	225,5
2012-04-27T03h49:44,07 ±0,04	−3,823 9 ±0,004	47,513 ±0,003	2,22 ±3	0,928	0,194	43,5
2012-04-28T07h01:21,13 ±0,05	−2,011 8 ±0,003	46,975 3 ±0,001	26 ±0,3	0,514	0,22	75,5
2012-04-28T09h00:26,91 ±0,06	−1,971 6 ±0,003	46,964 6 ±0,001	23,94 ±0,3	0,492	0,178	243,5
2012-04-28T15h45:38,2 ±0,06	−1,975 ±0,003	46,958 8 ±0,001	22,89 ±0,3	0,49	0,132	238,5
2012-04-28T23h51:41,93 ±0,09	−4,397 6 ±0,004	48,205 2 ±0,002	24,9 ±0,6	0,692	0,248	247,5
2012-04-29T18h18:27,98 ±0,08	−1,896 2 ±0,005	46,982 8 ±0,004	31,9 ±0,5	1,194	0,302	42,5
2012-05-04T15h43:7,4 ±0,35	−2,341 4 ±0,003	47,957 3 ±0,002	24,04 ±3,8	0,624	0,352	330,5
2012-05-06T00h20:44,46 ±0,33	−0,628 5 ±0,003	47,013 2 ±0,002	35,06 ±3,5	0,576	0,332	40,5
2012-05-06T12h56:6,56 ±0,13	−2,975 9 ±0,005	46,718 2 ±0,002	29,2 ±1,6	0,77	0,232	69,5
2012-05-07T18h49:44,21 ±0,05	−2,332 4 ±0,003	47,967 1 ±0,002	2,9 ±2,8	0,482	0,198	47,5
2012-05-12T21h42:43,1 ±0,54	−0,039 3 ±0,021	49,173 2 ±0,006	21,11 ±15,5	3,176	0,796	72,5
2012-05-13T11h54:39,22 ±0,07	−1,934 2 ±0,005	46,988 3 ±0,002	26,66 ±0,4	0,898	0,316	249,5
2012-05-13T16h21:7,36 ±0,08	−2,324 2 ±0,002	47,970 6 ±0,002	3,52 ±4,9	0,484	0,31	176,5
2012-05-17T21h20:20,32 ±0,1	0,553 6 ±0,011	47,173 ±0,007	1,03 ±1,6	2,184	0,584	230,5
2012-05-23T19h13:55,43 ±0,03	−3,978 4 ±0,003	48,072 9 ±0,001	10,91 ±0,9	0,516	0,126	235,5
2012-05-24T16h41:0,78 ±0,12	0,707 3 ±0,012	47,047 9 ±0,004	17,2 ±1,2	1,904	0,588	250,5
2012-05-27T19h32:26 ±0,26	−1,893 8 ±0,008	48,325 3 ±0,004	28,11 ±2,3	1,272	0,708	79,5
2012-05-30T07h50:55,91 ±0,34	0,341 8 ±0,034	50,026 7 ±0,01	8,62 ±10,3	4,95	2,102	84,5
2012-05-30T13h36:51,54 ±0,78	0,926 6 ±0,036	50,253 6 ±0,02	27,55 ±20,1	5,988	3,048	256,5
2012-06-02T11h51:51,12 ±0,29	0,095 6 ±0,023	46,028 ±0,012	22,18 ±2,8	4,276	1,044	234,5
2012-06-04T23h06:48,96 ±0,13	−0,052 6 ±0,01	46,093 ±0,007	0,92 ±1,4	1,894	1,108	44,5
2012-06-07T16h43:2,05 ±0,19	0,076 9 ±0,007	47,074 9 ±0,002	12,16 ±6,5	1,138	0,37	272,5
2012-06-11T16h07:41,08 ±0,19	−4,616 9 ±0,02	48,499 1 ±0,005	17,29 ±1,3	3,056	0,422	289,5
2012-06-15T00h11:51,67 ±0,22	−1,084 4 ±0,006	48,408 8 ±0,006	34,88 ±3,1	1,436	0,676	29,5
2012-06-15T15h57:35,94 ±0,25	−1,266 8 ±0,012	49,537 4 ±0,011	1,8 ±2,6	2,968	0,6	214,5
2012-06-20T09h12:50,34 ±0,35	0,178 3 ±0,009	47,041 5 ±0,007	19,38 ±4	1,754	0,994	323,5
2012-06-20T22h06:25,97 ±0,05	−0,250 6 ±0,005	46,205 9 ±0,002	0,39 ±0,7	0,804	0,39	118,5
2012-06-24T06h10:42,14 ±0,47	0,246 ±0,017	47,406 8 ±0,011	13,23 ±11,7	3,126	1,776	284,5
2012-06-24T06h22:27,07 ±0,25	0,276 1 ±0,013	47,447 ±0,006	3,72 ±5,5	2,122	1,152	65,5
2012-06-24T07h29:58,49 ±0,81	0,457 2 ±0,035	47,553 8 ±0,022	11,23 ±10,1	6,602	3,006	217,5
2012-07-01T06h30:22,31 ±0,13	−0,508 6 ±0,007	47,248 5 ±0,003	3,59 ±4,8	1,056	0,454	260,5
2012-07-05T20h59:55,83 ±0,14	−2,300 9 ±0,007	48,735 1 ±0,002	6,32 ±2,5	1,02	0,476	99,5
2012-07-09T22h06:12,22 ±0,1	−2,782 7 ±0,005	47,677 7 ±0,004	11,67 ±1,1	1,13	0,412	218,5
2012-07-10T03h27:24,09 ±0,18	−0,361 7 ±0,011	48,183 6 ±0,004	3,38 ±4,8	1,628	0,788	92,5
2012-07-14T13h59:3,44 ±0,41	−1,292 6 ±0,008	46,898 8 ±0,005	19,92 ±5,6	1,564	0,578	232,5
2012-07-17T13h54:1,55 ±0,13	−2,015 2 ±0,01	49,011 7 ±0,003	3,71 ±4	1,466	0,646	72,5
2012-07-18T03h24:36,11 ±0,15	0,472 3 ±0,01	46,619 1 ±0,007	2,36 ±3,3	1,98	1,004	127,5
2012-07-19T01h37:2,12 ±0,13	−3,272 1 ±0,004	48,201 9 ±0,002	7,54 ±1,8	0,728	0,31	233,5
2012-07-20T04h24:43,6 ±0,08	−1,391 2 ±0,004	46,649 1 ±0,004	2,57 ±3,3	0,966	0,35	215,5
2012-07-22T20h58:3,3 ±0,07	−2,244 5 ±0,005	46,849 4 ±0,003	1,24 ±1,9	0,96	0,358	56,5
2012-07-22T22h20:50,67 ±0,08	−1,879 8 ±0,009	46,669 ±0,006	11,42 ±0,4	1,814	0,494	227,5
2012-07-24T23h15:50,19 ±0,17	0,034 7 ±0,016	48,141 4 ±0,007	1,2 ±1,9	2,428	1,396	90,5
2012-07-25T23h18:37,29 ±0,08	−4,135 3 ±0,004	47,835 1 ±0,003	11,59 ±0,9	0,902	0,364	212,5
2012-07-26T03h51:43,92 ±0,11	−2,270 3 ±0,006	47,412 8 ±0,004	4,19 ±3,7	1,118	0,382	43,5
2012-07-29T23h41:27,49 ±0,14	−4,550 6 ±0,011	48,231 2 ±0,004	22,34 ±1	1,78	0,38	66,5
2012-08-01T23h56:58,88 ±0,21	0,884 8 ±0,015	47,103 5 ±0,003	27,68 ±1,9	2,26	0,596	271,5
2012-08-02T15h08:2,01 ±0,08	−2,756 4 ±0,004	47,685 ±0,004	1,23 ±1,8	0,95	0,314	202,5
2012-08-08T05h49:3,99 ±0,07	0,210 1 ±0,003	47,077 6 ±0,001	3,01 ±4,1	0,47	0,242	282,5
2012-08-11T06h39:18,96 ±0,15	−2,307 3 ±0,005	47,945 ±0,002	22,54 ±2,5	0,818	0,324	68,5

→ suite page suivante

Tableau VI-1 – début page(s) précedente(s)

date	épicentre		profondeur	ellipse		
t_o (TU)	longitude ϕ (°)	latitude λ (°)	h_z (km)	a (km)	b (km)	angle (°)
2012-08-14T20h21:24,75 ±0,2	−0,836 2 ±0,007	49,284 7 ±0,002	38,28 ±2,9	1,068	0,43	270,5
2012-08-19T04h55:9,17 ±0,31	−1,211 6 ±0,008	49,617 1 ±0,004	27,63 ±6,7	1,35	0,538	125,5
2012-08-19T11h20:25,63 ±0,15	0,159 1 ±0,004	46,683 ±0,002	9,94 ±2,6	0,624	0,408	76,5
2012-08-27T19h53:32,26 ±0,26	0,511 8 ±0,015	47,139 5 ±0,004	21,22 ±4,2	2,358	0,662	274,5
2012-08-30T22h07:56,83 ±0,11	−2,329 6 ±0,006	49,418 7 ±0,002	17,98 ±1,2	0,86	0,386	72,5
2012-09-01T02h36:27,1 ±0,05	−3,964 6 ±0,002	48,148 5 ±0,001	11,67 ±0,6	0,252	0,1	109,5
2012-09-03T04h55:31,44 ±0,2	−4,273 2 ±0,008	47,174 5 ±0,007	9,94 ±3,1	1,792	0,576	37,5
2012-09-06T17h32:29,3 ±0,07	−2,877 8 ±0,002	48,409 2 ±0,002	7,73 ±1,7	0,506	0,204	334,5
2012-09-07T16h15:47,68 ±0,07	0,185 3 ±0,004	46,622 ±0,005	11,87 ±0,9	1,222	0,422	339,5
2012-09-08T17h42:56,8 ±0,43	−2,954 6 ±0,005	46,631 6 ±0,003	34,23 ±6,4	0,998	0,34	51,5
2012-09-09T10h06:36,61 ±0,08	0,19 ±0,006	46,658 9 ±0,003	16,98 ±0,6	1,096	0,462	305,5
2012-09-17T04h30:9,35 ±0,1	−2,599 3 ±0,002	48,233 1 ±0,002	14,54 ±1,7	0,442	0,258	39,5
2012-09-19T22h38:15,11 ±0,37	−0,744 7 ±0,006	47,441 1 ±0,002	36,84 ±5,1	0,98	0,386	248,5
2012-09-21T11h19:29,92 ±0,07	−4,018 8 ±0,006	47,840 1 ±0,006	10,54 ±0,7	1,54	0,27	210,5
2012-09-25T17h19:50,14 ±0,51	−0,017 4 ±0,009	49,835 1 ±0,005	17,87 ±17,4	1,352	0,916	54,5
2012-09-26T23h30:39,1 ±0,09	−3,540 6 ±0,001	47,932 1 ±0,001	12,37 ±1,1	0,292	0,18	18,5
2012-09-30T06h25:9,3 ±0,24	−5,454 9 ±0,013	47,532 4 ±0,006	14,12 ±9,7	2,366	0,49	234,5
2012-10-08T03h11:24,52 ±0,37	−2,937 2 ±0,006	49,615 2 ±0,002	22,42 ±6,3	0,998	0,394	257,5
2012-10-13T03h24:24,39 ±0,12	−2,330 5 ±0,004	49,113 3 ±0,002	9,34 ±1,2	0,648	0,342	74,5
2012-10-15T01h20:50,46 ±0,03	−3,423 6 ±0,003	48,240 7 ±0,001	0,75 ±1,2	0,39	0,232	78,5
2012-10-19T04h54:18,82 ±0,17	−0,295 8 ±0,005	47,766 6 ±0,002	20,47 ±2,4	0,754	0,476	80,5
2012-10-19T15h10:5,2 ±0,3	−2,747 9 ±0,013	46,002 4 ±0,009	20,14 ±10,9	2,816	0,558	225,5
2012-10-19T16h56:23,3 ±0,05	−3,174 9 ±0,003	48,187 1 ±0,002	10,52 ±0,6	0,568	0,328	57,5
2012-10-23T06h27:16,42 ±0,06	0,165 2 ±0,004	46,687 3 ±0,002	0,59 ±1	0,626	0,478	93,5
2012-10-25T18h44:48,24 ±0,17	−0,370 2 ±0,005	47,657 4 ±0,003	20,66 ±2,8	1,05	0,336	227,5
2012-10-28T11h38:10,99 ±0,41	−3,201 2 ±0,018	45,562 6 ±0,016	4,03 ±5,8	4,29	1,566	37,5
2012-11-07T06h13:22,84 ±0,06	−4,554 9 ±0,004	48,568 ±0,002	16,66 ±0,3	0,576	0,42	89,5
2012-11-08T09h10:42,38 ±0,1	−3,556 4 ±0,006	49,189 8 ±0,003	7,27 ±4,7	0,948	0,466	270,5
2012-11-08T15h28:18,5 ±0,25	−2,900 9 ±0,01	48,635 7 ±0,004	17,59 ±4,4	1,496	0,848	76,5
2012-11-11T22h08:52,69 ±0,97	−4,686 4 ±0,039	46,088 4 ±0,031	24,63 ±8,7	8,842	2,352	39,5
2012-11-12T16h26:18,12 ±0,14	−1,975 1 ±0,012	49,519 3 ±0,003	2,63 ±3,2	1,788	0,5	72,5
2012-11-15T01h37:52,63 ±0,15	0,520 5 ±0,008	46,519 8 ±0,006	6,06 ±5,6	1,652	0,73	319,5
2012-12-01T03h29:42,23 ±0,23	−2,641 7 ±0,003	48,166 9 ±0,001	13,37 ±4,1	0,502	0,236	247,5
2012-12-01T13h05:30,7 ±0,25	−2,624 9 ±0,003	48,182 2 ±0,003	32,13 ±2,3	0,738	0,35	183,5
2012-12-02T07h12:39,29 ±0,05	−4,570 5 ±0,005	48,232 6 ±0,002	10,78 ±0,3	0,854	0,254	244,5
2012-12-04T01h33:25,62 ±0,06	−0,111 2 ±0,004	47,472 9 ±0,002	2,47 ±3,5	0,67	0,362	70,5
2012-12-07T23h45:37,38 ±0,09	−2,440 9 ±0,006	49,086 7 ±0,003	4,17 ±3,7	0,994	0,52	244,5
2012-12-09T09h38:15,15 ±0,05	−2,559 7 ±0,005	47,013 1 ±0,003	1,24 ±1,8	0,84	0,314	232,5
2012-12-14T02h39:30,38 ±0,18	−1,840 2 ±0,005	46,071 2 ±0,003	29,49 ±1,8	1,04	0,444	48,5
2012-12-16T22h32:10,41 ±0,08	0,168 2 ±0,009	46,68 ±0,018	2,29 ±2,5	4,246	0,646	343,5
2012-12-19T09h13:56,53 ±0,15	−1,977 ±0,006	46,955 7 ±0,004	29,28 ±1,3	1,144	0,418	226,5
2012-12-19T19h51:18,53 ±0,11	−0,696 4 ±0,003	47,388 7 ±0,002	35,03 ±1,1	0,574	0,272	60,5
2012-12-27T02h29:1,11 ±0,12	0,237 4 ±0,005	46,675 9 ±0,003	8,76 ±3,3	0,918	0,394	301,5
2012-12-28T03h47:13,79 ±0,15	−1,794 3 ±0,006	47,015 3 ±0,002	13,95 ±2,3	0,98	0,416	276,5
2013-01-02T04h37:19,21 ±0,09	−2,223 1 ±0,002	47,373 8 ±0,002	3,35 ±3,4	0,428	0,336	17,5
2013-01-04T17h07:25,97 ±0,12	−2,795 1 ±0,005	47,463 ±0,004	39,43 ±0,7	1,008	0,586	37,5
2013-01-05T19h40:50,28 ±0,48	0,197 8 ±0,021	46,707 3 ±0,01	29,29 ±6,4	3,626	1,37	300,5
2013-01-06T21h24:30,41 ±0,08	−0,473 2 ±0,007	47,594 4 ±0,003	6,17 ±3,4	1,242	0,462	300,5
2013-01-13T05h16:24,55 ±0,12	−3,540 5 ±0,004	47,934 3 ±0,003	12,98 ±1,6	0,784	0,534	16,5
2013-01-14T05h10:43,83 ±0,11	−3,534 4 ±0,005	47,943 5 ±0,003	12,71 ±1,1	0,938	0,424	232,5
2013-01-14T13h51:23,68 ±0,09	−0,930 6 ±0,003	49,817 6 ±0,002	15,78 ±2,6	0,64	0,302	210,5
2013-01-19T04h24:41,19 ±0,05	0,300 9 ±0,004	46,661 9 ±0,005	1,9 ±2,7	1,164	0,414	338,5
2013-01-20T10h44:22,23 ±0,16	−1,057 6 ±0,003	46,685 1 ±0,003	1,96 ±2,9	0,722	0,38	339,5
2013-01-28T14h31:44,37 ±0,13	0,057 5 ±0,005	46,800 8 ±0,003	9,76 ±3,1	0,932	0,544	110,5
2013-01-28T14h53:9,09 ±0,15	−4,509 6 ±0,01	47,801 ±0,003	18,68 ±1	1,59	0,452	261,5
2013-01-30T04h36:17 ±0,16	−1,952 8 ±0,004	48,429 5 ±0,008	25,07 ±2	1,832	0,404	194,5
2013-02-01T00h46:43,7 ±0,19	−0,834 4 ±0,005	47,215 7 ±0,003	16,59 ±3,4	0,786	0,448	54,5
2013-02-02T12h22:23,9 ±0,45	−5,815 ±0,032	47,879 1 ±0,011	38,48 ±2,1	5,094	1,662	248,5
2013-02-03T15h04:58,02 ±0,08	−3,384 ±0,004	48,155 5 ±0,002	21,99 ±0,6	0,596	0,306	282,5

→ suite page suivante

Tableau VI-1 – début page(s) précedente(s)

date	épicentre		profondeur	ellipse		
t_o (TU)	longitude ϕ (°)	latitude λ (°)	h_z (km)	a (km)	b (km)	angle (°)
2013-02-04T22h29:43,21 ±0,09	−1,915 7 ±0,004	46,861 8 ±0,003	4,87 ±2,2	0,822	0,368	228,5
2013-02-06T01h56:53,86 ±0,04	−1,973 3 ±0,001	48,385 1 ±0,001	2,3 ±3,1	0,304	0,2	16,5
2013-02-11T12h40:51,7 ±0,05	−1,079 ±0,003	48,419 5 ±0,001	1,74 ±2,4	0,456	0,16	59,5
2013-02-15T12h35:34,48 ±0,11	−0,507 1 ±0,008	48,373 1 ±0,005	21,63 ±1,3	1,524	0,46	229,5
2013-02-17T18h53:41,96 ±0,09	−2,853 2 ±0,005	47,713 4 ±0,002	6,48 ±3,7	0,732	0,44	111,5
2013-02-18T16h03:18,21 ±0,31	0,022 7 ±0,006	49,550 9 ±0,004	13,42 ±15,9	1,174	0,38	45,5
2013-02-19T18h35:38,19 ±0,12	−1,470 5 ±0,004	47,619 7 ±0,004	19,29 ±0,6	1,012	0,338	213,5
2013-02-20T11h41:54,42 ±0,16	−1,904 1 ±0,005	48,302 4 ±0,003	10,88 ±2,9	0,934	0,424	220,5
2013-02-20T13h21:27,42 ±0,04	−1,877 3 ±0,003	48,302 2 ±0,002	0,48 ±0,8	0,614	0,208	214,5
2013-02-23T01h28:59,71 ±0,14	−2,398 ±0,008	46,010 1 ±0,004	5,34 ±7,4	1,484	0,45	56,5
2013-02-25T19h55:6,7 ±0,11	−4,151 8 ±0,006	47,812 5 ±0,004	9,66 ±1,2	1,158	0,498	42,5
2013-03-02T00h13:15,43 ±0,12	−4,397 ±0,007	48,302 ±0,002	21,73 ±1,2	1,138	0,346	254,5
2013-03-04T12h59:51,31 ±0,14	−4,462 2 ±0,007	48,294 9 ±0,003	31,9 ±1	1,146	0,302	64,5
2013-03-05T08h18:20,71 ±0,11	−2,527 2 ±0,003	48,643 1 ±0,002	25,66 ±1,6	0,542	0,322	162,5
2013-03-05T13h00:49,07 ±0,06	−1,422 6 ±0,005	45,974 2 ±0,002	2,92 ±3,4	0,75	0,422	88,5
2013-03-06T02h47:3,54 ±0,08	0,634 2 ±0,003	46,918 5 ±0,002	7,12 ±0,9	0,612	0,338	327,5
2013-03-06T13h16:5,69 ±0,14	−4,829 2 ±0,009	48,521 8 ±0,002	32,35 ±0,6	1,33	0,376	253,5
2013-03-06T22h40:55,92 ±0,09	−1,736 3 ±0,006	46,073 7 ±0,003	2,21 ±3,1	1,082	0,396	230,5
2013-03-09T19h04:26,99 ±0,4	−0,255 3 ±0,015	46,953 7 ±0,007	25,34 ±3,2	2,536	1,112	248,5
2013-03-11T23h37:48,98 ±0,65	−0,783 5 ±0,009	46,867 1 ±0,011	11,65 ±13,8	2,796	0,696	206,5
2013-03-20T03h20:58,33 ±0,25	0,291 8 ±0,01	48,216 2 ±0,006	21,08 ±2,7	1,93	0,764	227,5
2013-03-21T02h12:33,12 ±0,64	−6,025 4 ±0,045	47,517 8 ±0,019	13,79 ±17,8	7,882	1,814	59,5
2013-03-26T19h42:15,45 ±0,5	0,038 8 ±0,011	47,885 6 ±0,008	19,15 ±9,7	2,24	0,88	222,5
2013-04-03T11h11:2,95 ±0,12	0,414 5 ±0,007	46,288 6 ±0,003	2,7 ±3,7	1,086	0,584	84,5
2013-04-03T15h31:12,35 ±0,32	−0,726 4 ±0,006	48,923 1 ±0,003	29,34 ±5,6	0,962	0,402	302,5
2013-04-05T04h10:32,01 ±0,2	−4,385 7 ±0,013	47,363 ±0,008	39,67 ±0,5	2,548	0,704	46,5
2013-04-07T00h03:48,14 ±0,1	−2,399 3 ±0,005	47,151 7 ±0,003	1,93 ±2,8	0,868	0,334	239,5
2013-04-07T20h53:24,12 ±0,19	−4,451 4 ±0,012	47,093 8 ±0,006	39,82 ±0,3	2,162	0,598	237,5
2013-04-15T04h09:25,97 ±0,04	−1,197 2 ±0,016	45,972 7 ±0,002	0,71 ±1,1	2,512	0,33	86,5
2013-04-20T00h06:1,11 ±0,19	−2,530 9 ±0,009	46,078 2 ±0,004	12,68 ±3,3	1,464	0,62	68,5
2013-04-20T02h29:7,29 ±0,08	−2,785 5 ±0,003	48,224 9 ±0,002	12,74 ±1,9	0,528	0,228	134,5
2013-04-20T06h10:8,3 ±0,15	−2,789 5 ±0,002	48,226 2 ±0,004	5,41 ±4,6	0,844	0,402	349,5
2013-04-21T01h47:42,4 ±0,02	−3,676 8 ±0,003	48,176 4 ±0,001	0,66 ±1,1	0,412	0,176	266,5
2013-04-22T23h03:50,76 ±0,08	−2,025 ±0,003	47,273 6 ±0,002	8,94 ±1,5	0,58	0,286	250,5
2013-05-17T11h30:23,87 ±0,17	0,588 7 ±0,009	46,218 1 ±0,003	25,88 ±2,5	1,514	0,568	286,5
2013-05-18T12h19:20,32 ±0,24	0,926 6 ±0,011	46,575 ±0,004	32,13 ±1,8	1,748	0,664	250,5
2013-05-20T02h14:27,79 ±0,06	−2,922 6 ±0,001	48,470 2 ±0,002	13,24 ±0,6	0,368	0,194	170,5
2013-05-21T16h04:48,98 ±0,05	−3,421 5 ±0,002	47,369 3 ±0,002	5,25 ±1	0,532	0,236	19,5
2013-05-26T17h03:46,02 ±0,61	−1,466 2 ±0,012	49,820 2 ±0,011	19,02 ±11,2	2,73	1,252	28,5
2013-05-31T18h34:32,17 ±0,47	−0,571 6 ±0,006	49,064 6 ±0,005	26,7 ±6,8	1,456	0,496	35,5
2013-05-05T16h02:22,63 ±0,58	−1,594 2 ±0,031	49,73 ±0,02	19,64 ±11	5,896	2,184	230,5
2013-06-02T21h47:23,87 ±0,3	−0,429 4 ±0,007	47,209 1 ±0,004	12,33 ±10	1,15	0,562	61,5
2013-06-02T23h49:6,19 ±0,07	−2,709 7 ±0,002	48,206 1 ±0,002	0,7 ±1,1	0,434	0,192	333,5
2013-06-03T22h55:14,45 ±0,09	−2,085 4 ±0,002	46,951 1 ±0,002	14,53 ±1,6	0,454	0,2	208,5
2013-06-18T03h48:39,8 ±0,07	−0,731 1 ±0,003	46,798 9 ±0,002	3,12 ±3	0,534	0,24	215,5
2013-06-19T19h50:40,03 ±0,11	−0,535 3 ±0,004	46,722 2 ±0,002	6,32 ±5,4	0,7	0,356	268,5
2013-06-30T01h58:58,39 ±0,12	−1,878 1 ±0,003	46,611 7 ±0,002	17,06 ±2	0,584	0,286	58,5
2013-06-30T12h13:5,1 ±0,31	−4,536 ±0,011	49,634 ±0,004	38,28 ±3	1,666	0,872	86,5
2013-07-03T18h21:21,28 ±0,11	−1,899 1 ±0,002	48,581 7 ±0,002	17,34 ±1,3	0,462	0,2	217,5
2013-07-03T21h37:1,94 ±0,1	−1,907 6 ±0,003	48,587 6 ±0,002	17,75 ±1,1	0,592	0,218	221,5
2013-07-06T07h21:4,35 ±0,06	−4,703 8 ±0,006	48,559 8 ±0,002	0,25 ±0,5	0,894	0,298	100,5
2013-07-06T14h03:11,54 ±0,06	−3,125 2 ±0,002	48,889 6 ±0,002	6,73 ±1,1	0,51	0,356	179,5
2013-07-07T05h27:33,5 ±0,07	−0,320 7 ±0,003	46,793 9 ±0,001	26,85 ±0,3	0,498	0,198	77,5
2013-07-14T00h35:26,82 ±0,39	−0,333 3 ±0,005	49,495 6 ±0,004	36,13 ±5,8	1,128	0,512	29,5
2013-07-18T08h41:3,96 ±0,11	−3,315 8 ±0,004	47,638 7 ±0,004	11,48 ±1	1,118	0,298	34,5
2013-07-24T21h06:50,65 ±0,06	−3,610 4 ±0,002	48,418 4 ±0,001	12,48 ±1	0,362	0,176	33,5
2013-07-26T22h06:31,13 ±0,09	−3,476 8 ±0,004	47,410 9 ±0,005	1,83 ±2,5	1,18	0,246	212,5
2013-07-27T12h25:14,44 ±0,08	−3,663 6 ±0,004	48,427 9 ±0,004	12,22 ±0,8	0,95	0,462	334,5
2013-07-28T01h44:1,26 ±0,05	−3,643 4 ±0,003	48,174 5 ±0,002	1,09 ±1,7	0,542	0,244	210,5

→ suite page suivante

Tableau VI-1 – début page(s) précedente(s)

date	épicentre		profondeur	ellipse		
t_0 (TU)	longitude ϕ (°)	latitude λ (°)	h_z (km)	a (km)	b (km)	angle (°)
2013-07-31T11h35:36,79 ±0,49	−0,698 6 ±0,007	49,586 1 ±0,005	24,28 ±11,4	1,408	0,628	205,5
2013-07-31T19h45:54,86 ±0,11	−2,490 1 ±0,004	48,628 4 ±0,003	12,99 ±1,3	0,7	0,308	314,5
2013-08-01T04h55:23,27 ±0,06	−2,836 8 ±0,004	48,386 1 ±0,004	15,6 ±1,3	0,91	0,546	174,5
2013-08-04T03h53:34,13 ±0,04	−1,647 6 ±0,002	47,740 6 ±0,001	0,71 ±1,1	0,416	0,192	58,5
2013-08-06T00h12:18,96 ±0,03	−4,3 ±0,004	48,167 4 ±0,002	1,14 ±1,7	0,622	0,19	239,5
2013-08-07T22h13:57,67 ±0,03	−1,479 7 ±0,002	47,550 8 ±0,001	0,64 ±1	0,326	0,192	139,5
2013-08-11T15h29:15,23 ±0,19	−4,450 5 ±0,008	48,723 6 ±0,008	20,63 ±1,4	1,924	0,896	337,5
2013-08-18T19h12:43,97 ±0,31	−2,448 6 ±0,008	49,452 5 ±0,004	16,6 ±4,4	1,164	0,76	75,5
2013-08-21T21h36:51,77 ±0,09	−4,304 6 ±0,002	48,403 7 ±0,001	3,22 ±3,9	0,398	0,158	136,5
2013-08-21T22h15:50,31 ±0,05	−1,312 4 ±0,002	48,349 3 ±0,002	0,43 ±0,8	0,45	0,138	151,5
2013-08-25T20h12:16,06 ±0,41	−1,218 8 ±0,005	48,455 9 ±0,004	31,29 ±4,7	1,092	0,426	220,5
2013-08-25T21h06:16,32 ±0,16	−2,209 7 ±0,004	46,648 8 ±0,004	31,81 ±2,9	1,09	0,24	36,5
2013-08-25T21h17:52,06 ±0,08	−2,244 ±0,004	46,616 1 ±0,002	1,75 ±2,5	0,694	0,272	53,5
2013-08-30T23h05:6,98 ±0,57	0,587 3 ±0,039	46,440 7 ±0,012	3,92 ±5,5	6,006	2,53	85,5
2013-08-31T14h45:18,94 ±0,07	−4,394 2 ±0,005	48,256 4 ±0,002	2,6 ±3,5	0,882	0,318	68,5
2013-08-31T20h30:34,64 ±0,32	−2,419 5 ±0,01	46,213 9 ±0,005	6,31 ±4,8	1,892	0,63	54,5
2013-09-01T23h53:43,74 ±0,36	−0,489 5 ±0,013	49,158 6 ±0,008	38,17 ±2,8	2,346	1,206	323,5
2013-09-03T00h07:28,82 ±0,08	−1,782 6 ±0,004	47,143 1 ±0,003	9,46 ±0,6	0,844	0,322	226,5
2013-09-04T01h47:20,88 ±0,11	−1,778 2 ±0,005	47,055 8 ±0,003	6,26 ±1,5	0,884	0,5	37,5
2013-09-06T17h25:43,67 ±0,31	−0,543 2 ±0,014	47,445 8 ±0,007	28,77 ±4,1	2,456	0,934	244,5
2013-09-09T20h50:23,4 ±0,25	0,604 5 ±0,024	46,482 9 ±0,006	12,04 ±6,2	3,68	1,352	89,5
2013-09-18T19h33:34,37 ±0,06	−2,849 7 ±0,003	47,661 5 ±0,004	2,3 ±3,2	0,912	0,252	207,5
2013-09-24T23h39:5,47 ±0,18	−3,565 1 ±0,006	48,115 5 ±0,002	17,94 ±2,3	0,958	0,326	74,5
2013-09-27T11h51:14,93 ±0,13	−0,884 7 ±0,005	46,627 5 ±0,005	2,44 ±3,7	1,076	0,716	355,5
2013-09-30T20h07:8,47 ±0,11	−4,074 8 ±0,005	47,837 2 ±0,005	16,52 ±0,7	1,196	0,512	28,5

Tableau VI-2 – Localisation du séisme de Vannes (21 novembre 2013) et des séismes subséquents avec les réseaux régionaux permanents et temporaires (détermination simultanée avec retrait des résidus aux stations). Les ellipses sont définies sur les distributions *a posteriori*, avec les axes de l'ellipse, a et b, grand et petit diamètres. Les incertitudes sont données avec 2σ.

date	épicentre		profondeur	ellipse		
t_0 (TU)	longitude ϕ (°)	latitude λ (°)	h_z (km)	a (km)	b (km)	angle (°)
I 2013-11-21T09h53:6,13 ±0,13	−2,817 8 ±0,007	47,682 3 ±0,004	4,91 ±5,5	1,217	0,831	74,5
2013-11-21T10h35:33,83 ±0,13	−2,797 2 ±0,008	47,667 8 ±0,006	4,53 ±5,8	1,617	0,791	323,5
2013-11-21T16h57:57,77 ±0,16	−2,832 5 ±0,01	47,682 9 ±0,007	6,52 ±5,5	1,955	0,996	325,5
2013-11-22T07h47:24,66 ±0,16	−2,820 80 ±0,008	47,673 2 ±0,005	8,36 ±5,3	1,370	0,880	102,5

I : indique le choc principal.

Tableau VI-3 – Localisations des séismes et des tirs de carrières avec un réseau temporaire local (détermination simultanée avec retrait des résidus aux stations). Les ellipses sont définies sur les ensembles des 1 000 meilleurs modèles, avec les axes de l'ellipse, a et b, grand et petit diamètres. Les incertitudes sont données avec 2σ.

date	épicentre		profondeur	ellipse		
t_0 (TU)	longitude ϕ (°)	latitude λ (°)	h_z (km)	a (km)	b (km)	angle (°)
I 2013-11-23T19h37:45,42 ±0,95	−2,826 8 ±0,053	47,687 5 ±0,027	8,51 ±8	9,086	4,041	249,5
I 2013-11-23T20h00:1,36 ±0,4	−2,837 5 ±0,019	47,686 4 ±0,014	9,76 ±3	3,93	1,615	217,5
I 2013-11-24T00h22:17,86 ±0,9	−2,843 7 ±0,069	47,681 2 ±0,025	11,04 ±7,2	10,447	5,261	86,5
I 2013-11-24T03h33:57,77 ±0,44	−2,837 7 ±0,035	47,678 8 ±0,011	10,15 ±3,5	5,328	2,381	86,5
I 2013-11-24T07h20:6,43 ±0,41	−2,834 9 ±0,016	47,692 4 ±0,017	9,48 ±3,6	3,88	2,035	161,5
I 2013-11-25T00h58:56,73 ±0,96	−2,826 1 ±0,055	47,677 5 ±0,026	9,3 ±8,6	8,998	4,603	268,5
T 2013-11-25T13h59:13,92 ±0,32	−3,080 2 ±0,041	47,779 2 ±0,019	2,41 ±2,9	6,726	3,203	63,5

→ suite page suivante

Tableau VI-3 – début page(s) précedente(s)

date	épicentre		profondeur	ellipse		
t_0 (TU)	longitude ϕ (°)	latitude λ (°)	h_z (km)	a (km)	b (km)	angle (°)
I 2013-11-25T20h33:11,7 ±0,45	−2,843 7 ±0,026	47,687 3 ±0,018	9,11 ±4,5	4,752	2,699	322,5
I 2013-11-25T23h59:59,47 ±0,59	−2,839 6 ±0,024	47,685 8 ±0,01	11,04 ±5,1	3,897	1,803	259,5
I 2013-11-26T05h32:42,47 ±0,41	−2,841 4 ±0,02	47,674 8 ±0,015	10,78 ±3,3	4,2	1,579	215,5
I 2013-11-26T05h36:4,67 ±0,64	−2,840 2 ±0,031	47,678 1 ±0,02	10,28 ±5,7	5,977	2,307	40,5
I 2013-11-26T05h41:47,9 ±0,42	−2,834 7 ±0,02	47,682 7 ±0,011	9,56 ±3,6	3,471	1,812	61,5
T 2013-11-26T11h20:23,88 ±0,27	−2,853 3 ±0,028	47,726 3 ±0,014	2,47 ±2,8	4,749	2,171	252,5
I 2013-11-26T19h47:24,9 ±0,32	−2,836 7 ±0,014	47,683 6 ±0,007	9,53 ±3	2,328	1,208	272,5
I 2013-11-27T05h25:37,97 ±0,31	−2,842 4 ±0,012	47,682 3 ±0,009	9,81 ±2,2	2,348	1,379	36,5
T 2013-11-28T11h24:12,21 ±0,27	−2,857 7 ±0,024	47,728 9 ±0,021	2,41 ±2,9	5,121	2,83	153,5
T 2013-11-29T11h20:3,78 ±0,63	−2,864 8 ±0,061	47,733 5 ±0,036	2,43 ±3	9,827	7,085	95,5
2013-12-01T07h05:12,88 ±0,5	−2,728 3 ±0,014	47,479 8 ±0,027	20,95 ±4,1	5,517	3,033	355,5
I 2013-12-01T21h36:27,58 ±0,65	−2,837 1 ±0,031	47,688 ±0,016	10,06 ±5,7	5,38	2,297	57,5
I 2013-12-01T22h31:48,98 ±0,77	−2,834 9 ±0,021	47,688 8 ±0,033	9,93 ±6,2	7,566	2,312	192,5
I 2013-12-02T02h42:49,38 ±0,57	−2,836 ±0,028	47,678 7 ±0,027	9,38 ±5,1	7,053	2,081	32,5
I 2013-12-02T20h39:18,69 ±0,48	−2,831 ±0,027	47,676 8 ±0,012	10,21 ±3,8	4,126	2,452	73,5
T 2013-12-03T10h51:56,21 ±0,49	−3,071 6 ±0,05	47,749 ±0,023	2,43 ±3	7,99	4,068	270,5
T 2013-12-03T11h19:33,35 ±0,58	−2,861 ±0,042	47,732 7 ±0,035	2,29 ±2,9	8,484	5,105	35,5
I 2013-12-03T15h06:8,11 ±0,4	−2,834 4 ±0,026	47,679 5 ±0,014	9,85 ±2,7	4,315	2,419	63,5
I 2013-12-03T23h59:29,09 ±0,56	−2,84 ±0,034	47,681 9 ±0,019	9,25 ±6,1	5,997	2,865	244,5
I 2013-12-04T00h01:49,66 ±0,68	−2,851 ±0,044	47,673 1 ±0,026	11,42 ±4,6	6,992	5,375	86,5
T 2013-12-04T11h20:35,9 ±0,37	−2,864 ±0,045	47,732 3 ±0,023	2,55 ±2,9	7,502	3,861	120,5
T 2013-12-04T11h24:22,9 ±0,81	−2,861 7 ±0,073	47,732 3 ±0,055	2,36 ±2,9	13,591	9,294	25,5
2013-12-04T11h41:44,4 ±1,21	−2,770 7 ±0,06	47,708 3 ±0,026	12,94 ±12,2	9,539	4,548	268,5
T 2013-12-05T11h19:23,24 ±0,4	−2,854 1 ±0,037	47,731 3 ±0,026	2,29 ±2,9	7,152	3,431	192,5
II 2013-12-06T23h45:44,26 ±0,52	−2,802 4 ±0,015	47,629 4 ±0,016	11,23 ±3,6	3,53	2,315	178,5
II 2013-12-07T13h27:56,3 ±0,43	−2,803 6 ±0,016	47,631 8 ±0,013	10,81 ±2,9	3,391	1,467	202,5
II 2013-12-08T02h59:57,41 ±0,3	−2,803 3 ±0,008	47,631 ±0,011	11,17 ±2	2,073	1,903	0,5
II 2013-12-08T06h55:32,24 ±0,69	−2,804 9 ±0,029	47,629 ±0,022	11,56 ±5,1	5,372	3,774	26,5
II 2013-12-08T19h58:56,09 ±0,43	−2,800 1 ±0,018	47,636 9 ±0,013	10,26 ±3,2	3,088	2,588	12,5
II 2013-12-09T21h12:15,52 ±0,52	−2,802 6 ±0,017	47,632 4 ±0,012	10,6 ±3,3	3,354	1,57	217,5
II 2013-12-11T01h24:4,16 ±0,58	−2,806 4 ±0,025	47,629 9 ±0,019	11,27 ±4,5	5,031	2,354	207,5
2013-12-11T06h28:36,78 ±0,63	−2,807 5 ±0,03	47,800 3 ±0,025	18,37 ±3,9	6,136	3,587	335,5
T 2013-12-11T11h19:22,24 ±0,37	−2,853 4 ±0,036	47,728 2 ±0,028	2,45 ±2,9	7,265	3,845	136,5
T 2013-12-11T11h24:16,96 ±0,41	−2,842 4 ±0,037	47,729 4 ±0,025	2,17 ±2,9	6,318	4,545	357,5
II 2013-12-12T18h05:37,91 ±0,47	−2,800 6 ±0,02	47,634 1 ±0,017	10,16 ±3,2	4,375	2,132	336,5
2013-12-12T21h42:23,67 ±0,89	−2,765 7 ±0,047	47,515 5 ±0,048	10,19 ±9	10,634	7,127	356,5
T 2013-12-13T11h21:32,54 ±0,53	−2,863 4 ±0,042	47,732 6 ±0,036	2,52 ±2,9	9,18	4,179	181,5
II 2013-12-13T18h53:50,6 ±0,58	−2,800 5 ±0,029	47,632 4 ±0,015	10,52 ±4,7	4,569	3,129	85,5
I 2013-12-14T02h32:11,48 ±0,4	−2,829 7 ±0,017	47,684 7 ±0,011	8,35 ±2,9	3,237	1,478	220,5
I 2013-12-14T17h37:30,29 ±0,85	−2,852 8 ±0,032	47,669 ±0,027	11,12 ±6,3	6,239	4,475	15,5
I 2013-12-15T06h23:57,9 ±0,92	−2,843 2 ±0,041	47,688 5 ±0,027	9,8 ±7,4	7,076	4,825	47,5

I : indique un séisme proche du choc principal.
II : indique un séisme au sein d'un cluster à ∼5 km au sud-est du choc principal.
T : indique un tir de carrière.

Tableau VI-4 – Relocalisations des séismes et des tirs de carrières avec un réseau temporaire local (déterminations individuelles avec retrait des résidus aux stations et modèle de Terre contraint). Les ellipses sont définies sur les distributions *a posteriori*, avec les axes de l'ellipse, a et b, grand et petit diamètres. Les incertitudes sont données avec 2σ.

date	épicentre		profondeur	ellipse		
t_0 (TU)	longitude ϕ (°)	latitude λ (°)	h_z (km)	a (km)	b (km)	angle (°)
I 2013-11-23T19h37:45,45 ±0,05	−2,838 5 ±0,002 3	47,684 1 ±0,001 2	9,7 ±0,4	0,819	0,311	55,5
I 2013-11-23T20h0:1,37 ±0,04	−2,836 4 ±0,000 7	47,686 8 ±0,000 5	9,2 ±0,2	0,268	0,155	33,5
I 2013-11-24T00h22:17,94 ±0,06	−2,841 8 ±0,002 0	47,681 5 ±0,000 7	10,8 ±0,3	0,598	0,289	84,5
I 2013-11-24T03h33:57,78 ±0,04	−2,838 2 ±0,001 2	47,680 7 ±0,000 5	9,8 ±0,2	0,364	0,184	97,5
I 2013-11-24T07h20:6,47 ±0,05	−2,834 3 ±0,000 5	47,690 9 ±0,000 6	9,3 ±0,2	0,268	0,144	343,5

→ suite page suivante

Tableau VI-4 – début page(s) précedente(s)

date	épicentre		profondeur	ellipse		
t_0 (TU)	longitude ϕ (°)	latitude λ (°)	h_z (km)	a (km)	b (km)	angle (°)
I 2013-11-25T00h58:56,79 ±0,07	−2,833 9 ±0,002 6	47,677 8 ±0,001 2	9,8 ±0,5	0,846	0,432	69,5
T 2013-11-25T13h59:13,93 ±0,04	−3,077 4 ±0,001 7	47,779 1 ±0,000 8	1,3 ±1,0	0,550	0,250	255,5
I 2013-11-25T20h33:11,69 ±0,05	−2,837 5 ±0,001 8	47,686 6 ±0,000 6	9,1 ±0,2	0,546	0,252	95,5
I 2013-11-25T23h59:59,60 ±0,05	−2,837 6 ±0,001 1	47,685 8 ±0,000 4	10,4 ±0,3	0,336	0,164	77,5
I 2013-11-26T05h32:42,61 ±0,05	−2,841 3 ±0,001 0	47,673 0 ±0,001 0	10,4 ±0,2	0,496	0,201	205,5
I 2013-11-26T05h36:4,73 ±0,04	−2,838 1 ±0,001 2	47,679 4 ±0,000 8	10,2 ±0,3	0,467	0,191	217,5
I 2013-11-26T05h41:47,88 ±0,04	−2,834 5 ±0,000 7	47,682 6 ±0,000 4	9,6 ±0,2	0,267	0,109	233,5
T 2013-11-26T11h20:23,85 ±0,05	−2,855 6 ±0,001 4	47,727 2 ±0,000 7	2,8 ±1,1	0,456	0,211	244,5
I 2013-11-26T19h47:25,06 ±0,04	−2,836 5 ±0,000 8	47,683 8 ±0,000 4	8,6 ±0,3	0,237	0,152	80,5
I 2013-11-27T05h25:38,10 ±0,02	−2,840 9 ±0,000 7	47,683 2 ±0,000 5	8,9 ±0,1	0,268	0,118	224,5
T 2013-11-28T11h24:12,32 ±0,04	−2,859 7 ±0,001 7	47,729 1 ±0,000 9	1,6 ±1,0	0,545	0,356	95,5
T 2013-11-29T11h20:3,80 ±0,04	−2,858 5 ±0,002 0	47,732 7 ±0,001 1	1,4 ±0,9	0,665	0,380	270,5
2013-12-01T07h5:13,00 ±0,05	−2,731 3 ±0,000 7	47,479 0 ±0,001 3	22,4 ±0,3	0,557	0,273	352,5
I 2013-12-01T21h36:27,65 ±0,05	−2,837 7 ±0,001 2	47,687 4 ±0,000 6	10,1 ±0,3	0,415	0,140	241,5
I 2013-12-01T22h31:49,01 ±0,06	−2,835 2 ±0,001 2	47,686 9 ±0,001 2	10,2 ±0,3	0,583	0,236	198,5
I 2013-12-02T02h42:49,42 ±0,04	−2,834 6 ±0,001 6	47,680 4 ±0,001 2	9,4 ±0,3	0,694	0,177	41,5
I 2013-12-02T20h39:18,75 ±0,04	−2,831 9 ±0,001 1	47,678 3 ±0,000 6	9,8 ±0,2	0,373	0,196	255,5
T 2013-12-03T10h51:56,23 ±0,05	−3,071 5 ±0,002 1	47,749 5 ±0,000 8	1,4 ±1,0	0,648	0,350	88,5
T 2013-12-03T11h19:33,42 ±0,04	−2,854 8 ±0,002 1	47,729 9 ±0,001 3	0,8 ±0,6	0,798	0,353	238,5
I 2013-12-03T15h6:8,13 ±0,03	−2,834 4 ±0,001 0	47,680 5 ±0,000 6	9,7 ±0,2	0,333	0,203	50,5
I 2013-12-03T23h59:29,08 ±0,06	−2,839 6 ±0,001 3	47,683 7 ±0,000 8	9,4 ±0,4	0,474	0,218	233,5
I 2013-12-04T00h1:49,86 ±0,06	−2,851 1 ±0,002 2	47,675 7 ±0,001 2	11,0 ±0,3	0,758	0,383	252,5
T 2013-12-04T11h20:35,93 ±0,03	−2,858 7 ±0,001 6	47,732 2 ±0,000 8	0,9 ±0,7	0,538	0,257	294,5
T 2013-12-04T11h24:23,05 ±0,06	−2,857 8 ±0,003 2	47,729 2 ±0,002 1	1,2 ±0,9	1,110	0,744	49,5
2013-12-04T11h41:44,97 ±0,06	−2,772 4 ±0,002 4	47,706 1 ±0,001 1	9,3 ±0,6	0,763	0,373	266,5
T 2013-12-05T11h19:23,28 ±0,03	−2,850 9 ±0,001 6	47,730 1 ±0,001 0	0,7 ±0,6	0,576	0,303	257,5
II 2013-12-06T23h45:44,13 ±0,05	−2,802 0 ±0,000 8	47,629 4 ±0,000 8	11,9 ±0,3	0,360	0,242	354,5
II 2013-12-07T13h27:56,24 ±0,06	−2,803 6 ±0,000 7	47,631 9 ±0,000 6	11,2 ±0,2	0,310	0,130	202,5
II 2013-12-08T02h59:57,38 ±0,03	−2,803 5 ±0,000 5	47,630 8 ±0,000 5	11,3 ±0,1	0,230	0,133	27,5
II 2013-12-08T06h55:32,31 ±0,05	−2,804 6 ±0,000 9	47,631 1 ±0,000 8	11,3 ±0,2	0,405	0,184	181,5
II 2013-12-08T19h58:55,89 ±0,05	−2,800 6 ±0,000 9	47,636 3 ±0,000 7	10,9 ±0,2	0,357	0,225	48,5
II 2013-12-09T21h12:15,34 ±0,04	−2,802 7 ±0,000 8	47,634 0 ±0,000 8	11,1 ±0,2	0,330	0,268	9,5
II 2013-12-11T01h24:4,16 ±0,05	−2,804 4 ±0,000 9	47,631 1 ±0,000 7	11,2 ±0,3	0,351	0,227	27,5
2013-12-11T06h28:36,48 ±0,06	−2,810 2 ±0,001 6	47,798 3 ±0,001 4	19,6 ±0,3	0,711	0,369	149,5
T 2013-12-11T11h19:22,21 ±0,04	−2,846 1 ±0,002 0	47,727 4 ±0,001 3	1,0 ±0,7	0,731	0,401	325,5
T 2013-12-11T11h24:16,83 ±0,02	−2,841 7 ±0,001 7	47,729 5 ±0,001 1	0,7 ±0,5	0,590	0,349	121,5
II 2013-12-12T18h5:37,66 ±0,04	−2,802 4 ±0,001 0	47,632 7 ±0,000 9	11,1 ±0,2	0,459	0,248	158,5
2013-12-12T21h42:23,75 ±0,07	−2,764 3 ±0,001 6	47,525 5 ±0,002 5	11,2 ±0,4	1,054	0,621	174,5
T 2013-12-13T11h21:32,60 ±0,05	−2,856 3 ±0,002 3	47,730 5 ±0,001 3	1,0 ±0,7	0,802	0,398	248,5
II 2013-12-13T18h53:50,49 ±0,05	−2,801 1 ±0,001 3	47,633 2 ±0,000 7	10,8 ±0,3	0,448	0,240	270,5
I 2013-12-14T02h32:11,28 ±0,04	−2,832 1 ±0,000 8	47,683 1 ±0,000 5	9,1 ±0,2	0,274	0,164	41,5
I 2013-12-14T17h37:30,31 ±0,04	−2,861 9 ±0,001 7	47,664 5 ±0,001 4	12,7 ±0,3	0,691	0,411	28,5
I 2013-12-15T06h23:57,97 ±0,06	−2,839 4 ±0,001 5	47,687 8 ±0,000 8	9,7 ±0,3	0,490	0,313	63,5

I : indique un séisme proche du choc principal.
II : indique un séisme au sein d'un cluster à ∼5 km au sud-est du choc principal.
T : indique un tir de carrière.

Annexe B

prétraitement des données

---

pour les couples Titan-NoeMax / Osiris utilisés dans la campagne post-séisme de Vannes

Conversion des données

Après récupération des cartes mémoires des numériseurs, on dispose d'une arborescence de fichiers binaires (au format constructeur). Celle-ci contient les traces quotidiennes en vitesse pour les trois composantes, avec, pour chaque jour, un dossier dans lequel se trouve un certain nombre de fichiers. Afin de pouvoir travailler dans un format homogène et scientifique, les données sont converties au format MiniSEED (format de stockage et de transport) ou directement au format Seismic Analysis Code (SAC) grâce au programme rtitan2 (version 3.2.37 – décembre 2010). On remarque que par la suite on pourra passer facilement du format MiniSEED au format SAC. *rtitan2* nécessite de travailler sur l'arborescence entière, et ceci même pour une petite plage de temps à extraire. Pour chaque station, on utilise ensuite une procédure en deux passes. Dans un premier temps, on génère des fichiers permettant de caler précisément la donnée en temps (extensions *.dp* et *.flt*) :

```
rtitan2 -sta $station -noinfo -time -disk /chemin/vers/la/racine
```

Puis, on extrait les données entre deux dates :

```
rtitan2 -sta $station -mseed -noinfo -S yyyy:mm:jj:hh:mm:ss.ss -P yyyy:mm:jj:hh:mm:ss.ss -disk /
    chemin/vers/la/racine
```

On peut ensuite regrouper les fichiers MiniSEED par composante par exemple, en concaténant les fichiers par la commande *cat*. Pour changer le nom de la station, le code de location, le nom de la composante ou le nom du réseau d'un fichier MiniSEED, on peut utiliser la commande :

```
mseedmod -S NSTA -L oo -N XX -C HHZ fichier.mseed
```

Pour vérifier la continuité des données, on peut utiliser la commande :

```
msi -G data.mseed # liste le nombre de trous et de recouvrements
msi -S data.mseed
```

Pour modifier la continuité des données (notamment la gestion des recouvrements), on peut utiliser la commande :

```
dataselect -h
```

Enfin, pour couper des fenêtres au format SAC, on peut utiliser le programme *PytonExtractor.py* développé à Nantes.

Déconvolution de la réponse instrumentale

Bien que les capteurs soient des vélocimètres et que le signal correspond à une vitesse de déplacement du sol, les fichiers *pole-zéro* (VI-1) sont exprimés pour des déplacements. On remarque cependant que, par convention, les fichiers dits *respfile* comprenant les poles et zéros, le gain ainsi que les étapes de filtrage-décimation liées à la numérisation, correspondent, quant à eux, à des vitesses ; de même SAC travaille par convention avec des vitesses exprimées en $nm.s^{-1}$. La résolution en amplitude, ou LSB [1], correspond au plus petit incrément du signal analogique détecté par le numériseur (en $V.count^{-1}$). Pour le couple NoeMax–Osiris, l'enregistrement est possible sur une étendue de 9 volts, avec 2^{24} incréments (ou « count », en anglais). Ainsi,

$$\mathrm{LSB} = \frac{9}{2^{24}} = 536{,}0 \times 10^{-9}\,. \tag{VI-1}$$

C'est à dire qu'un mouvement induisant une variation du signal de sortie du capteur inférieure à 536 nV, sera numérisé avec la même amplitude. En prenant en compte la sensibilité du capteur [2] (S, en $V.s.m^{-1}$), on calcule la constante de normalisation A_0 ($count.s.m^{-1}$), afin de traduire un déplacement mesuré en count en $nm.s^{-1}$,

$$A_0 = \frac{S}{\mathrm{LSB}} = \frac{1\,500 \pm 10\% \times 2\pi^{(nb_{pole} - nb_{zéro})}}{536{,}0 \times 10^{-9}} = \frac{1\,500}{536{,}0 \times 10^{-9}} = 2{,}798\,5 \times 10^{9}\,. \tag{VI-2}$$

Il suffit dès lors de diviser par 2,798 5 la trace déconvoluée afin d'obtenir des déplacements en nm, à partir de déplacements en count ou de modifier dans les fichiers *.pz* la valeur de CONSTANT, en remplaçant 1 par A_0 (*cf.* exemple de fichier *.pz*). L'intérêt de travailler directement en nm est d'éviter les multiplications/divisions par des grands nombres. On obtient ainsi des déplacements (« **transfer to** none » sous SAC) ou des vitesses si on utilise la commande : « **transfer to** vel ».

PLUM.BHZ.1.pz :

```
ZEROS 4
0,0 0,0
0,0 0,0
−196,610 436 081 945 58 0,0
−3,737 200 089 692 797 7 0,0
POLES 4
−0,302 804 007 502 027 3 0,0
−0,304 564 199 087 525 3 0,0
−3,432 920 065 876 971 6 0,0
−214,280 572 169 616 28 0,0
CONSTANT 1,0
```

Figure VI-1 – Exemple de fichier PZ. Les poles et les zéros sont ici sous la forme de transformée de Laplace ($rad.s^{-1}$) [type A] et non de type analogue (Hz) [type B].

1. LSB pour « Least Significant Bit », en anglais.
2. Sensibilité du capteur NoeMax : $1500 \pm 5\%$ $V.s.m^{-1}$ (*cf.* notice constructeur).

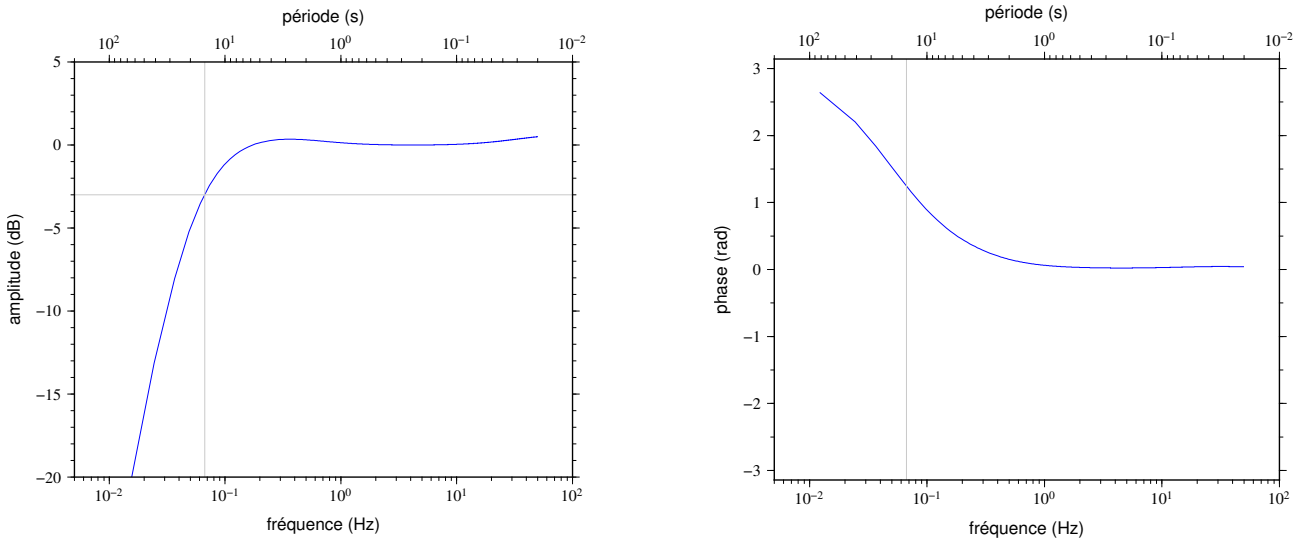


Figure VI-2 – Réponse instrumentale d'un capteur Titan-NoeMax (figure VI-1) ; le capteur a une fréquence propre de 4,5 Hz ±10% et une fréquence de coupure d'environ 15 s pour −3 dB (JEvalResp, Instrumental Software Technologies, Inc.)

Ainsi, pour déconvoluer de la réponse instrumentale (figure VI-2), sous SAC :

```
sac << EOF
! lecture du fichier sortie de rtitan2 :
! donnée en vitesse (count)
read nomfichier_input
! la trace est convertie en déplacement, avec un filtre passe-bande entre 2 et 30 Hz :
transfer from vel to none freq 1 2 30 40
! déconvolution instrumentale, avec le même filtre passe-bande :
transfer from polezero subtype PLUM.BHZ.pz to none freq 1 2 30 40
! normalisation :
div 2.7985
! donnée en déplacement (nm)
write append _dep1
quit
EOF
```

PLUM.BHZ.2.pz :

```
ZEROS 5
0,0 0,0
0,0 0,0
0,0 0,0
−196,610 436 081 945 58 0,0
−3,737 200 089 692 797 7 0,0
POLES 4
−0,302 804 007 502 027 3 0,0
−0,304 564 199 087 525 3 0,0
−3,432 920 065 876 971 6 0,0
−214,280 572 169 616 28 0,0
CONSTANT 2,798 5
```

Figure VI-3 – Exemple de fichier PZ en vitesse.

Le même fichier de pôles et zéros avec un zéro supplémentaire fourni un signal intégré (p. ex, de vitesse à déplacement), tandis qu'avec un zéro en moins, le signal est alors dérivé (p. ex, de vitesse à accélération) ; l'intégration ou la dérivation temporelles du signal produit les mêmes résultats. Ainsi, en ajoutant un zéro au fichier *pole-zéro* [1] (voir figure VI-3), et en remplaçant CONSTANT par 2,798 5, on peut écrire directement :

```
sac << EOF
! lecture du fichier sortie de rtitan2 :
! donnée en vitesse (count)
read nomfichier_input
! déconvolution instrumentale, avec un filtre passe-bande entre 2 et 30 Hz :
transfer from polezero subtype PLUM.BHZ.pz to none freq 1 2 30 40
! donnée en déplacement (nm)
write append _dep2
quit
EOF
```

Les résultats sont alors similaires à la premiere méthode, l'avantage est ici d'utiliser une seule fois la commande **transfer**.

1. Dans le cas d'un fichier *respfile*, on aurait ici seulement 4 *pole* et 4 *zéro* car la réponse est directement donnée en vitesse.

nuage de mots de l'ensemble du manuscrit dessiné avec : Tagul

Résumé

Détermination non-linéaire des paramètres hypocentraux et structuraux : application à la sismicité intracontinentale du Massif armoricain

La détermination de la source d'un séisme (épicentre, profondeur et temps origine) par les algorithmes déterministes classiques, dépend fortement de connaissances *a priori*. Une procédure non-linéaire est développée permettant la détermination jointe des paramètres hypocentraux et structuraux d'un ou plusieurs séismes, locaux ou régionaux. Cette procédure s'affranchit alors d'une solution initiale et minimise l'influence des vitesses sismiques mal contraintes utilisées pour le calcul des temps de propagation. La méthode repose sur des explorations de type Monte-Carlo par chaînes de Markov, échantillonnant en parallèle les distributions de probabilités *a posteriori* des paramètres recherchés. Les incertitudes sur les temps d'arrivées des ondes directes et réfractées sur la discontinuité de Mohorovičić sont pointées manuellement puis pleinement exploitées par l'inférence bayésienne, guidant ainsi l'exploration. L'étude des covariances entre les paramètres, tout comme la projection des variations des paramètres de structure dans l'espace des paramètres de source, caractérise l'influence d'un réseau de stations peu dense et hétérogène, ou d'un modèle de vitesse inadéquat. Cette procédure est appliquée à la sismicité modérée et diffuse du Massif armoricain, socle intracontinental en contexte de marge passive, dont on n'appréhende encore la structure qu'avec de grandes incertitudes. La localisation précise de 350 séismes, grâce à l'acquisition de plus de 7 000 temps d'arrivées d'ondes sismiques sur les réseaux permanents et temporaires déployés entre 2011 et 2013, offre un nouveau regard sur la sismicité et la structure du Massif armoricain.

Mots clés : *Sismologie ; localisation hypocentrale ; Monte-Carlo par chaînes de Markov ; Inférence bayésienne ; Massif armoricain ; Sismicité intracontinentale.*

Abstract

Nonlinear determination of hypocentral and structural parameters: Application to the intracontinental seismicity of the Armorican Massif

The most widely used inversion schemes to determine local or regional earthquake sources (epicenter, depth and origin time), are based on iterative linearized least-squares algorithms and strongly depend on an *a priori* knowledge. We introduce a joint structure-source determination approach for one or several events. This procedure manages to get away from dependence on an initial solution and minimizes the influence of poorly known seismic velocity structure used for calculating the propagation time. The exploration relies on parallel Markov chain Monte Carlo techniques, which sample models within a broad range of parameters, distributed according to the posterior distributions. The arrival time uncertainties of direct and refracted waves on the Mohorovičić discontinuity, defined by hand-picking, are fully exploited by Bayesian inference and lead the nonlinear determination. The analysis of covariances between parameters and the projections of the structure parameter variations on the source parameter space provide information about the influence of the seismic network geometry (sparse and/or azimuthally inhomogeneous), or an inappropriate velocity structure. This procedure is applied to the moderate and diffuse local seismicity of the Armorican Massif (western France), an extensive outcrop of the Variscan basement, which crustal structure is apprehended with large uncertainties. The accurate location of 350 earthquakes, with a set of more than 7,000 onset time of seismic-waves recorded by permanent and temporary networks between 2011 and 2013, sheds new light on the seismicity and the structure of the Armorican Massif.

Keywords: *Seismology; Hypocenter location; Markov chain Monte Carlo; Bayesian inference; Armorican Massif; Intracontinental seismicity.*

Laboratoire de Planétologie & Géodynamique, UMR-CNRS 6112, UFR Sciences et Techniques, 2, rue de la Houssinière, BP 92208 44 322 Nantes Cedex 3, France

UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

UNIVERSITÉ DE NANTES

Thèse de Doctorat

Méric Haugmard

Détermination non-linéaire des paramètres hypocentraux et structuraux : application à la sismicité intracontinentale du Massif armoricain

Nonlinear determination of hypocentral and structural parameters: Application to the intracontinental seismicity of the Armorican Massif

Résumé

La détermination de la source d'un séisme (épicentre, profondeur et temps origine) par les algorithmes déterministes classiques, dépend fortement de connaissances *a priori*. Une procédure non-linéaire est développée permettant la détermination jointe des paramètres hypocentraux et structuraux d'un ou plusieurs séismes, locaux ou régionaux. Cette procédure s'affranchit alors d'une solution initiale et minimise l'influence des vitesses sismiques mal contraintes utilisées pour le calcul des temps de propagation. La méthode repose sur des explorations de type Monte-Carlo par chaînes de Markov, échantillonnant en parallèle les distributions de probabilités *a posteriori* des paramètres recherchés. Les incertitudes sur les temps d'arrivées des ondes directes et réfractées sur la discontinuité de Mohorovičić sont pointées manuellement puis pleinement exploitées par l'inférence bayésienne, guidant ainsi l'exploration. L'étude des covariances entre les paramètres, tout comme la projection des variations des paramètres de structure dans l'espace des paramètres de source, caractérise l'influence d'un réseau de stations peu dense et hétérogène, ou d'un modèle de vitesse inadéquat. Cette procédure est appliquée à la sismicité modérée et diffuse du Massif armoricain, socle intracontinental en contexte de marge passive, dont on n'appréhende encore la structure qu'avec de grandes incertitudes. La localisation précise de 350 séismes, grâce à l'acquisition de plus de 7 000 temps d'arrivées d'ondes sismiques sur les réseaux permanents et temporaires déployés entre 2011 et 2013, offre un nouveau regard sur la sismicité et la structure du Massif armoricain.

Mots clés : Sismologie ; localisation hypocentrale ; Monte-Carlo par chaînes de Markov ; Inférence bayésienne ; Massif armoricain ; Sismicité intracontinentale.

Abstract

The most widely used inversion schemes to determine local or regional earthquake sources (epicenter, depth and origin time), are based on iterative linearized least-squares algorithms and strongly depend on an *a priori* knowledge. We introduce a joint structure-source determination approach for one or several events. This procedure manages to get away from dependence on an initial solution and minimizes the influence of poorly known seismic velocity structure used for calculating the propagation time. The exploration relies on parallel Markov chain Monte Carlo techniques, which sample models within a broad range of parameters, distributed according to the posterior distributions. The arrival time uncertainties of direct and refracted waves on the Mohorovičić discontinuity, defined by hand-picking, are fully exploited by Bayesian inference and lead the nonlinear determination. The analysis of covariances between parameters and the projections of the structure parameter variations on the source parameter space provide information about the influence of the seismic network geometry (sparse and/or azimuthally inhomogeneous), or an inappropriate velocity structure. This procedure is applied to the moderate and diffuse local seismicity of the Armorican Massif (western France), an extensive outcrop of the Variscan basement, which crustal structure is apprehended with large uncertainties. The accurate location of 350 earthquakes, with a set of more than 7,000 onset time of seismic-waves recorded by permanent and temporary networks between 2011 and 2013, sheds new light on the seismicity and the structure of the Armorican Massif.

Key words: Seismology; Hypocenter location; Markov chain Monte Carlo; Bayesian inference; Armorican Massif; Intracontinental seismicity.

Achevé à Nantes, le 1er septembre 2016.