



HAL
open science

Étude de la sismicité de Lacq et analyse des formes d'ondes par décomposition en chirplets

Thomas Bardainne

► **To cite this version:**

Thomas Bardainne. Étude de la sismicité de Lacq et analyse des formes d'ondes par décomposition en chirplets. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Pau et des Pays de l'Adour, 2005. Français. NNT: . tel-00011997

HAL Id: tel-00011997

<https://theses.hal.science/tel-00011997>

Submitted on 21 Mar 2006

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

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

THÈSE
PRÉSENTÉE À
L'UNIVERSITÉ DE PAU
ET DES PAYS DE L'ADOUR

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES EXACTES
ET DE LEURS APPLICATIONS
PAR

Thomas BARDAINNE

POUR OBTENIR LE GRADE DE
DOCTEUR
SPÉCIALITÉ GÉOPHYSIQUE

**Étude de la sismicité de Lacq
et analyse des formes d'ondes
par décomposition en chirplets**

Directeurs de thèse : H. PERROUD et G. SÉNÉCHAL

Date de soutenance : 16 décembre 2005

Devant la commission composée par :

| | | |
|----|---------------|-----------------------|
| M. | D. KOMATITSCH | Président de jury |
| M. | P. BERNARD | Rapporteur |
| M. | J. MARS | Rapporteur |
| M. | F. CERDA | Examineur |
| M. | H. PERROUD | Directeur de thèse |
| M. | G. SÉNÉCHAL | Co-directeur de thèse |

Thèse préparée au sein du laboratoire de Modélisation et Imagerie en Géosciences - Pau
MIGP - UMR 5212

décembre 2005

Remerciements

Ce travail de thèse constitue l'aboutissement de trois années de collaborations, discussions et autres relations plus ou moins studieuses. Je tiens donc à remercier tout d'abord mes directeurs de thèse, Hervé Perroud et Guy Sénéchal, de m'avoir permis de réaliser ce travail. Je leur suis très reconnaissant des moyens, matériels et humains, qu'ils ont mis à ma disposition, de la liberté qu'ils m'ont laissée dans ma recherche, ainsi que de leur soutien. Je remercie de même les différents membres du jury d'avoir accepté d'être présent à ma soutenance. Tout d'abord merci à Pascal Bernard d'avoir accepté d'être rapporteur et pour la pertinence de ses questions et remarques. De même, merci à Jérôme Mars pour avoir accepté d'être rapporteur sur une thématique de recherche assez différente de la sienne et pour la grande qualité de son rapport, extrêmement précis. Merci à Dimitri Komatisch d'avoir accepté sa première présidence de Jury et pour tous ses nombreux conseils tout au cours de la thèse. Enfin, merci à Francis Cerda d'avoir accepté d'être examinateur et pour son précieux apport sur la vision pétrolière du problème.

Parmi les très nombreux intervenants ayant, de près ou de loin, participé à ce projet, je tiens à remercier en tout premier lieu Philippe Gaillot. De part son expérience en la matière et ses qualités, humaines ou de travail, il est à l'origine d'un grand nombre d'idées que j'ai utilisées, bien qu'il me les aient délibérément "offertes". De même, tout au long de ces trois années, l'omniprésence de Jacques Blanco sur tous les fronts m'a été d'un grand secours. Que ce soit pour faciliter les relations avec Total, me faire partager ses multiples connaissances scientifiques et pour tout le reste, son aide et ses conseils ont été très fructueux. Un grand merci aussi à Vincent Maury qui, grâce à son extrême pédagogie, ses connaissances, sa curiosité et sa capacité à être aussi bavard que moi, a su m'inculquer tous les concepts géomécaniques fondamentaux et indispensables à cette étude. De même, merci à Noalwenn Sallée pour ses très nombreux apports et plus particulièrement pour sa vision très "sismologique" de notre problème et les nombreuses remarques pleines de bon sens qui ont permis de faire évoluer notre vision du problème. Je remercie également Paul Cristini pour nos nombreuses discussions mathématiques sur les chirplets. Merci à Eric Mastin, mon premier lien avec Total, pour son soutien, son aide et sa sympathie. Il a toujours trouvé des solutions aux divers problèmes plus ou moins techniques qui sont apparus, allant du soutien matériel jusqu'à m'apprendre les relations dans le milieu pétrolier. Je remercie Jean-Luc Got pour sa sympathie et de sa disponibilité lors de notre "malheureusement courte" collaboration, de même que Jean-Robert Grasso, initiateur historique de cette thématique de recherche. Je remercie Total pour les données, le soutien matériel et tous ses employés qui m'ont aidé de près ou de loin dans ce travail. De même, merci à Christophe Maisons et la société Magnitude pour leurs données et leur soutien moral. Merci également à tous les gens du laboratoire pour leur différentes interventions et à tous les étudiants dont j'ai croisé la route à Pau : Guillaume, Madeleine, Mathieu et Mathieu, Pierre, Charles, Emmanuel, Audray, Benjamin, Alex, Wasiu, Justin, Morgan ...

Enfin, merci à mes parents et à Eva, Nico, Manolis, Jérémie, Stéphanie, Benjamin, Erwan, Alan, Alexia, Pascal, Marie, Gêrôme, Yolaine, Sophie, Raimon, Glawdys ... Désolé à ceux que je ne peux citer par manque d'encre, ainsi qu'à ceux qui mériteraient plus d'une ligne ou un mot.

Table des matières

| | |
|---|-----------|
| Remerciements | 3 |
| Table des matières | 7 |
| Introduction | 9 |
| | |
| I Gisement de gaz de Lacq et sismicité | 13 |
| | |
| 1 Le gisement de gaz de Lacq | 15 |
| 1.1 L'historique du gisement | 15 |
| 1.2 Connaissances du site | 17 |
| 1.2.1 Contexte régional | 17 |
| 1.2.2 Forages, sismique et modèle de réservoir | 18 |
| 1.2.3 Modèle structural | 23 |
| | |
| 2 La sismicité induite | 27 |
| 2.1 Les différents cas de sismicité induite | 27 |
| 2.1.1 Sismicité induite naturelle | 28 |
| 2.1.2 Sismicité liée aux injections de fluide | 28 |
| 2.1.3 Sismicité liée aux remplissages de barrages | 30 |
| 2.1.4 Explosions nucléaires et tirs de carrières | 30 |
| 2.1.5 Sismicité induite dans les mines | 31 |
| 2.1.6 Sismicité induite par les exploitations d'hydrocarbures | 32 |
| 2.2 Les réseaux de surveillance locaux | 36 |
| 2.3 Études réalisées sur la sismicité de Lacq | 39 |
| | |
| II Traitement des données sismologiques | 51 |
| | |
| 3 Pointé Automatique | 53 |
| 3.1 Nettoyage de la base de données 1974-1997 | 53 |
| 3.1.1 Période 1974-1990 | 54 |
| 3.1.2 Mise en commun des réseaux pour la période 1991-1997 | 54 |
| 3.2 Programme de Pointé Automatique initial | 59 |
| 3.3 Amélioration du Pointé Automatique | 60 |
| 3.4 Optimisation par Recuit Simulé | 67 |
| 3.4.1 Recuit Simulé classique | 67 |
| 3.4.2 Améliorations apportées au Recuit Simulé | 71 |

| | | |
|------------|--|------------|
| 3.5 | Formules de calcul de score du Recuit Simulé | 72 |
| 3.5.1 | Score global par détermination du pouvoir de détection | 74 |
| 3.5.2 | Score après validation | 74 |
| 3.5.3 | Score par résidu | 75 |
| 3.6 | Application sur la base de données de Lacq | 76 |
| 4 | Inversions des données sismologiques | 83 |
| 4.1 | Localisation absolue | 83 |
| 4.1.1 | Méthode de localisation | 83 |
| 4.1.2 | Évolution du modèle de vitesse | 87 |
| 4.1.3 | Estimation des incertitudes | 95 |
| 4.1.4 | Calcul des magnitudes | 97 |
| 4.1.5 | Résultats de localisation absolue | 103 |
| 4.2 | Localisation relative | 114 |
| 4.3 | Mécanismes au foyer | 115 |
| 5 | Données externes et mécanismes de déformation | 127 |
| 5.1 | Sismique 3D | 127 |
| 5.2 | Modèle réservoir et apports pour l'industrie pétrolière | 131 |
| 5.2.1 | Informations de puits et modèle réservoir | 131 |
| 5.2.2 | Interprétation initiale du modèle | 132 |
| 5.2.3 | Confrontation avec la sismicité | 134 |
| 5.3 | Collapse du puits La141 et essaim du cluster de puits | 140 |
| 5.4 | Modèles conceptuels de déformation | 145 |
| 5.4.1 | Mécanismes simplifiés | 145 |
| 5.4.2 | Apports de la modélisation analogique | 147 |
| III | Analyse des formes d'ondes : la décomposition en chirplets | 155 |
| 6 | La décomposition atomique en chirplets | 157 |
| 6.1 | Limites de l'analyse temps-fréquence conventionnelle | 159 |
| 6.2 | La décomposition en chirplets 4D | 162 |
| 6.3 | Construction du dictionnaire de chirplets évoluées 7D | 163 |
| 6.3.1 | Paramètre de translation en fréquence f_k | 163 |
| 6.3.2 | Paramètre de translation en temps t_k | 166 |
| 6.3.3 | Paramètre d'ordre o_k | 166 |
| 6.3.4 | Paramètres de modulation de fréquence q_{1k} et q_{2k} | 166 |
| 6.3.5 | Paramètres d'enveloppes e_{1k} et e_{2k} | 167 |
| 6.4 | Décomposition atomique et illustrations | 169 |
| 6.4.1 | Décomposition atomique | 169 |
| 6.4.2 | Extraction d'un atome unique | 173 |
| 6.4.3 | Extraction d'atomes multiples | 177 |
| 6.4.4 | Décomposition atomique d'un sismogramme réel | 177 |
| 6.4.5 | Décomposition atomique d'une onde de surface synthétique | 177 |

| | | |
|-----------|---|------------|
| 7 | Classification à partir de décompositions en chirplets | 183 |
| 7.1 | Calcul de similarité entre évènements | 183 |
| 7.2 | Détection de multiplets | 184 |
| 7.2.1 | Exemple : sismicité induite du gisement salifère de Vauvert | 185 |
| 7.2.2 | Applications aux séismes de Lacq | 186 |
| 7.3 | Classification hiérarchique et représentation en dendrogramme | 190 |
| 7.4 | Exemple de classification de trois essais différenciés | 190 |
| 7.5 | Classification de l'essai du cluster de puits (groupe 4) | 194 |
| 7.5.1 | Dendrogramme par calcul de cohérence dans le domaine de Fourier | 194 |
| 7.5.2 | Dendrogramme par calcul de similarité dans le domaine des chirplets | 197 |
| 7.5.3 | Caractéristiques des chirplets des différentes familles | 197 |
| 7.6 | Classification de l'essai sud (groupe 2) | 203 |
| | Conclusions générales et perspectives | 209 |
| | Bibliographie | 213 |
| IV | Annexes | 219 |
| A | Mécanismes au foyer | 221 |
| B | Numéros de mécanismes et dates | 229 |
| C | Listes des figures et tableaux | 235 |

Introduction

Le gisement de gaz de Lacq Profond a été découvert en 1951 et mis en production en 1957. Bien que l'apogée de production du gisement soit maintenant derrière nous, son exploitation semble a priori maintenue pour la décennie à venir. Ce réservoir est un dôme en anticlinal d'une vingtaine de kilomètres de long, localisé à une profondeur de plus de trois kilomètres. Il se situe dans la zone d'avant pays pyrénéen, à la frontière de la zone nord-pyrénéenne. Bien que la région de Lacq soit considérée comme historiquement asismique, elle est localisée à une quarantaine de km au nord de zones parmi les plus sismogènes de la chaîne des Pyrénées.

Un premier séisme est ressenti dans la région par la population le 24 Novembre 1969. Le RéNaSS (Réseau National de Surveillance Sismique) le localise dans la région de Lacq et la surveillance sismique du gisement par l'institut de Physique du Globe de Strasbourg débute dès 1974. Le réseau local de sismomètres sera renforcé en 1991 par le Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique de Grenoble et ils seront tous deux maintenus jusqu'en 1997. Cette surveillance et les premières études associées avaient pour objectif l'estimation de l'aléa sismique. Elles ont en premier lieu fait le lien entre la sismicité et le réservoir de Lacq profond, puis ont montré que l'extraction des fluides du réservoir était la cause première de la sismicité. Les 24 années de surveillance ont montré que la sismicité était modérée, malgré quelques crises importantes ressenties par la population.

Parallèlement à la surveillance orientée pour l'étude de l'aléa, le milieu académique s'est intéressé à la sismicité induite pour des raisons plus fondamentales. En effet, la sismicité induite par la déplétion d'un gisement de gaz est un objet d'étude assimilable à un laboratoire d'échelle spatio-temporelle intermédiaire, entre l'analyse sismo-tectonique d'un système naturel et les études géomécaniques de laboratoire. La connaissance de la contrainte à l'origine de la sismicité induite (pas nécessairement quantifiée, mais tout du moins identifiée), les échelles spatiales et temporelles restreintes et la richesse des connaissances apportées par l'implication industrielle permettent une bonne compréhension des phénomènes. À long terme, les connaissances acquises par l'étude de la sismicité induite pourraient même être intégrées dans des études de cas naturels, en analogue.

Plus récemment, au delà des études d'aléa, le milieu pétrolier s'est lui aussi intéressé à ce phénomène. La sismicité induite est un marqueur potentiel de la fracturation et de la perméabilité du réservoir. La sismicité utilisée comme instrument de contrôle de la perméabilité et des connexions est un atout puissant pour une exploitation réfléchie du gisement.

Bien que les objectifs soient différents, l'étude de la sismicité induite est un sujet fédérateur. L'analyse la plus exhaustive possible des déformations offre effectivement aux deux partis des résultats intéressants et dont seule la finalité diffère.

L'une des interrogations majeures sur la sismicité de Lacq est la raison de l'existence même de cette sismicité. Nous aimerions savoir ce qui a fait du gisement de gaz déplété un générateur de séismes, alors qu'une multitude de gisements sont déplétés mais déformés

de manière asismique. L'une des voies de réponse éventuelle est l'étude des relations qui peuvent exister entre la sismicité et les paramètres structuraux et industriels, aujourd'hui encore mal connus. Notre objectif sera l'étude de l'influence des failles préexistantes, de la cinématique de la déplétion et des injections sur la sismicité. Parallèlement, nous désirons en savoir plus sur les implications des séismes sur la fracturation et la perméabilité du réservoir. Pour ceci, nous avons décidé de planifier nos travaux selon trois démarches principales.

La première est une étape de mise à jour des données, localisations, magnitudes et mécanismes au foyer. En effet, les dernières études réalisées remontent à plusieurs années et la base de données n'a jamais été traitée dans sa totalité. De plus, les outils à notre disposition aujourd'hui sont à même d'accroître la finesse et la justesse des analyses et donc nos connaissances.

La seconde démarche de travail est quant à elle orientée sur la compréhension de la mécanique de la déformation. Nous désirons comprendre au mieux l'influence de la structure, particulièrement le rôle des failles, et de la production dans la dynamique de déformation, sismique ou asismique. Nous avons basé ce travail sur la comparaison entre la localisation des séismes ou les mécanismes au foyer avec des données d'origine différente, à savoir la sismique 3D et les modèles physiques de réservoir. L'étude conjointe de la sismique 3D et des séismes a pour objectif d'analyser la relation entre faille et séismes, alors que l'analyse du modèle de réservoir est dédiée à la compréhension des liens entre injection, production, fracturation et sismicité. Bien que basée sur des méthodes et données conventionnelles, cet axe de travail est enrichi par les nombreuses données et connaissances de la région existantes.

La dernière démarche de travail sera orientée sur la caractérisation et la classification de la sismicité en familles. La confrontation d'une telle classification avec les informations de production, de localisation, d'injections, etc . . . , a pour but de mettre en avant des corrélations éventuelles et de les caractériser. Pour parvenir à cet objectif, nous avons choisi de travailler sur l'analyse des formes d'ondes des séismes. Porteurs d'informations sur la source autant que sur la propagation, les formes d'ondes sont susceptibles de fournir des critères de ressemblances ou de différences mettant en lumière divers paramètres influents. Nous avons décidé de pratiquer cette caractérisation et cette classification grâce à la décomposition atomique en chirplets des sismogrammes, généralisation de la transformée en ondelettes et de la transformée de Fourier glissante.

Le premier chapitre de ce manuscrit traite du positionnement du gisement de Lacq dans son environnement géologique et industriel. Après une brève introduction sur l'historique de la découverte et de l'exploitation du réservoir, nous allons replacer le gisement de Lacq au sein de son contexte géologique.

Dans un second chapitre, nous effectuons tout d'abord une rapide revue des différents phénomènes à l'origine de sismicité induite, suivie d'un récapitulatif des connaissances des déformations de Lacq grâce à une synthèse bibliographique des différentes études réalisées sur la région.

Le troisième chapitre aborde le prétraitement des données sismologiques et introduit l'algorithme de pointé automatique que nous avons développé.

Le quatrième chapitre est centré sur le traitement au sens large des données sismologiques. Grâce à un modèle de vitesse en trois dimensions, nous allons tenter de déterminer les localisations absolues, relatives et les mécanismes au foyer des événements.

Le cinquième chapitre traite de la confrontation entre les séismes que nous venons d'analyser et des données extérieures. Nous confrontons dans un premier temps les données de sismicité et de la sismique 3D de Lacq, puis nous réalisons une interprétation conjointe de la

sismicité et du modèle de réservoir. Enfin, nous comparons la sismicité avec les informations relatant d'un incident d'infiltration massive d'eau dans le réservoir.

Le sixième chapitre est consacré à la théorie et à l'implémentation de la décomposition en chirplets. Nous y traitons des fondements de la transformée en chirplets dans la littérature, puis nous développons plus longuement la décomposition atomique en chirplets et son adaptation aux ondes sismiques.

Le septième chapitre présente les premières classifications réalisées, puis de l'interprétation quantitative et descriptive que nous pouvons tirer des caractérisations réalisées grâce aux chirplets.

Première partie

Gisement de gaz de Lacq et sismicité

Chapitre 1

Le gisement de gaz de Lacq

1.1 L'histoire du gisement

Après une campagne de sismique réflexion en 1947, la Compagnie Générale de Géophysique (CGG) révèle l'existence d'un anticlinal dans la région de Lacq. Dès 1949, un premier forage de la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine (SNPA) atteint à 640 m de profondeur un réservoir d'huile au sommet de l'anticlinal. Ce gisement, entre 600 et 700 m de profondeur, est situé dans le Crétacé supérieur (Cénomaniens, Turonien et Sénonien inférieur : 96 à 80 Ma) et recouvert par des niveaux molassiques tertiaires. Ce réservoir appelé Lacq supérieur sera mis en production dès 1950. Aujourd'hui, un seul puits producteur existe encore dans le réservoir supérieur.

Fin 1951, un forage profond atteint pour la première fois un niveau à gaz en forte surpression. Il est localisé dans les grès et les calcaires dolomitiques du Jurassique supérieur (Portlandien : 140 Ma) et du Crétacé inférieur (Berriasien et Barrémien : 135 à 113 Ma). Le réservoir de gaz est couvert par les marnes de Sainte Suzanne de l'Aptien inférieur et la profondeur du toit varie de 3200 m à 5000 m de profondeur. Le réservoir est un dôme allongé selon un axe ESE-WNW dont les dimensions sont de l'ordre de 20 km sur 15 km avec une épaisseur minimale de 600 m. L'extension du réservoir et sa position géographique sont donnés dans la figure 1.1. L'épaisseur est mal connue, car le contact eau-gaz n'a jamais été atteint. L'accumulation de gaz naturel sulfuré a été estimée à 270 milliards de m^3 en condition standard surface, dans un milieu largement fracturé, à faible porosité de matrice (<1%). Ce gaz, très toxique et corrosif (H_2S) était à l'origine à une pression anormale de 66 MPa [Maury, 1997]. Il faudra plusieurs années de recherche et développement à la SNPA pour réussir à produire et désulfurer le gaz en 1957.

Après plusieurs années de production et de déplétion associée (30 MPa), un premier séisme est ressenti le 24 novembre 1969. Le Laboratoire de Détection et de Géophysique (LDG) localise ce séisme dans la région de Lacq, ainsi que plusieurs autres événements de magnitudes calculées entre 3 et 4. Alors que plusieurs études viennent de mettre en évidence la corrélation entre sismicité et injection de fluide [Healy et al., 1968, Raleigh et al., 1976], le rapprochement avec les injections dans le réservoir d'huile est avancé. Cependant les séismes sont localisés au niveau du réservoir Lacq Profond et non Lacq Supérieur. De plus, les premiers séismes ressentis correspondent au moment où la pression du gaz devient inférieure à la pression hydrostatique au toit du réservoir (34 MPa). La figure 1.2 montre la sismicité de la région de Lacq ($M \geq 3$) en fonction de la production et de la pression de gaz associée. Le premier événement ressenti a lieu lorsque la pression du gaz est devenue inférieure à la pression hydrostatique au toit du réservoir. Des profils de nivellements ont été réalisés et ont

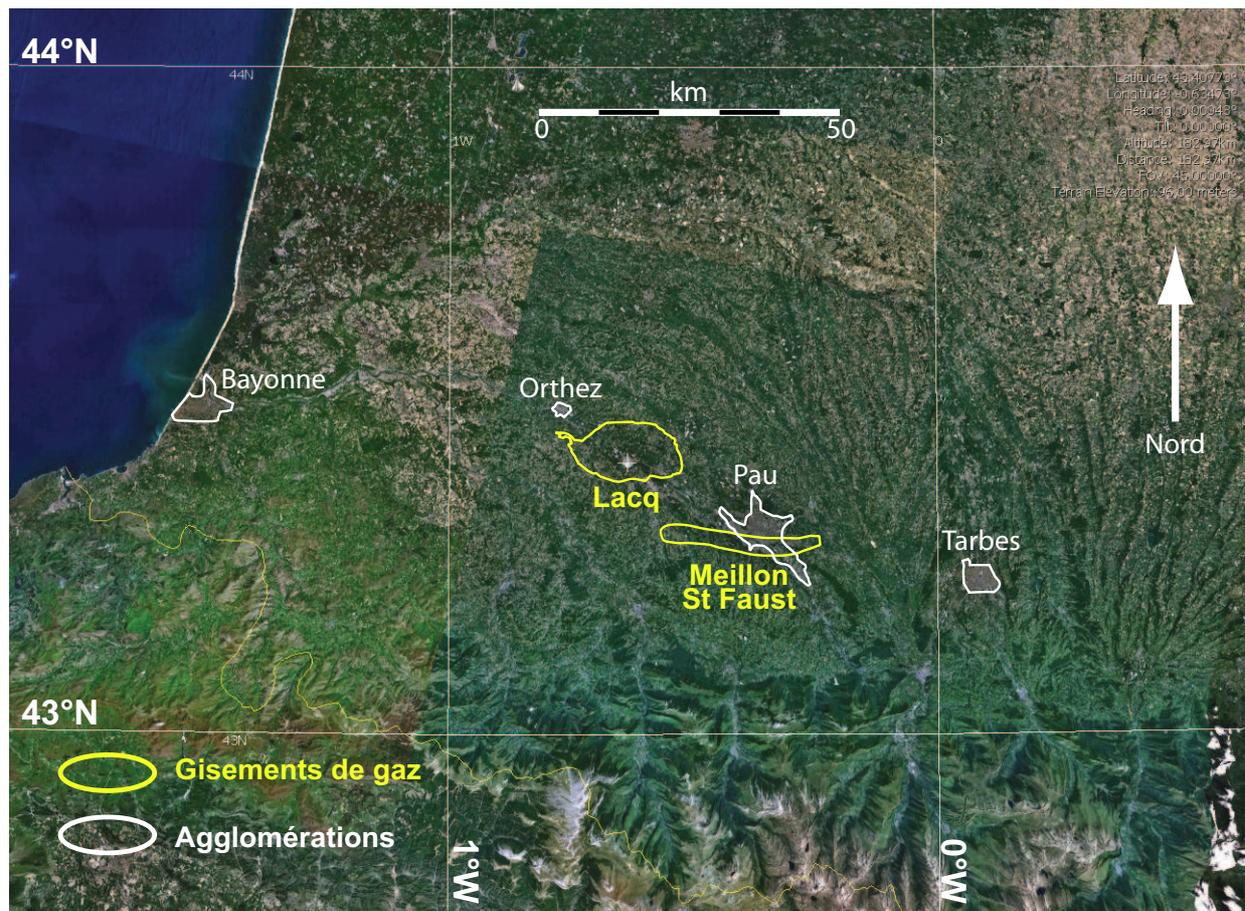


FIG. 1.1 – Localisation géographique de la zone d'étude.

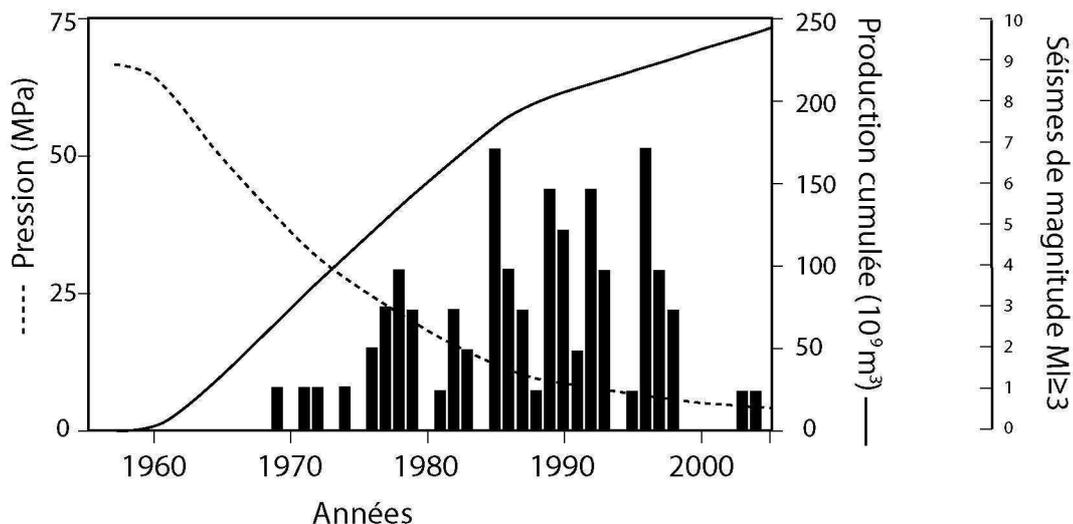


FIG. 1.2 – Production, pression du gaz et séismes de Magnitude $M \geq 3$ par année. Ces données sont celles enregistrées et localisées par le LDG et le RéNaSS (Réseau National de Surveillance Sismique), hors réseau local.

montré un affaissement (subsidence anthropique) de 6 cm en surface. Les dangers potentiels ont conduit à la mise en place d'un réseau de surveillance à partir de 1974. L'activité sismique s'est intensifiée en fréquence et en énergie au cours du temps puis semble avoir ralenti. Le plus fort séisme a été enregistré en 1981 avec une magnitude de 4.4. Fin octobre 2005, le réservoir n'est plus qu'à une pression avoisinant 2.4 MPa (après 246 milliards de m^3 de gaz produit en condition standard surface) et l'essentiel de la déplétion est désormais passé, mais la sismicité est encore active.

Parallèlement, des injections d'eaux industrielles ont été réalisées dans Lacq profond. Ces injections ont débuté en 1975 sous la forme de tests et se sont intensifiées avec le temps. Aujourd'hui, la cadre légal de ces injections, appelé Crétacé4000 impose que la moyenne annuelle des injections ne dépasse pas $1000m^3/jour$ et qu'une surveillance (fluide, microsismique) soit effectuée. En effet, les nombreuses observations de sismicité corrélées à des injections de fluide, surtout dans des zones déjà actives, incitent à la prudence.

1.2 Connaissances du site

1.2.1 Contexte régional

Avant de s'intéresser en détails à la nature de cette sismicité, il est en premier lieu essentiel de replacer géologiquement et tectoniquement le gisement dans son environnement pyrénéen. Le contexte structural des Pyrénées a été extrêmement bien développé dans de nombreux articles et ouvrages de références. Pour plus de détails, le lecteur pourra se reporter aux synthèses de Choukroune [Choukroune, 1992] parmi d'autres. En résumé, la chaîne des Pyrénées se décompose en trois zones bien distinctes (figure 1.3) :

- zone nord-Pyrénéenne : constituée de faibles reliefs entre l'avant pays du bassin aquitain et l'abrupt versant nord de la zone Primaire axiale.
- zone Primaire Axiale : zone relativement étroite mais caractérisée par des déformations intenses.

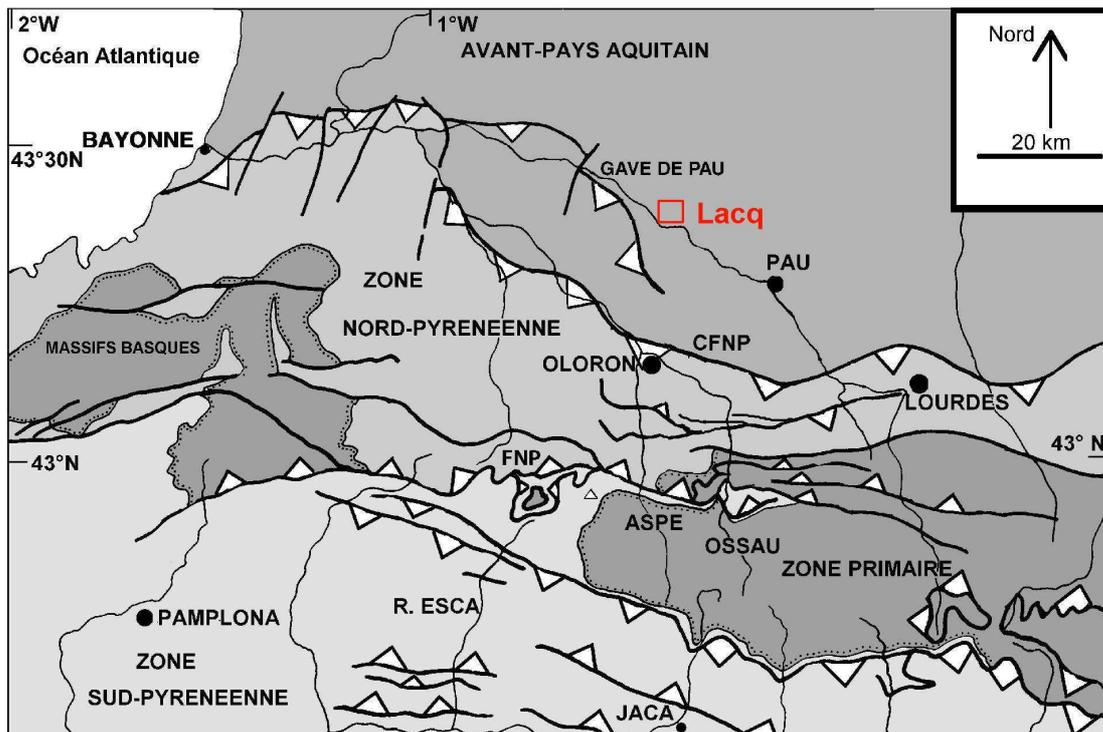


FIG. 1.3 – Schéma structural des Pyrénées, d'après [Klarica et al., 2001].

– zone sud-Pyrénéenne : versant espagnol peu abrupt.

La zone nord-Pyrénéenne est respectivement délimitée au sud et au nord par la Faille Nord Pyrénéenne (FNP) et le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP). Juste au nord de la zone nord Pyrénéenne se trouve la zone d'avant pays, avec le gisement de Lacq à quelques kilomètres au nord du CFNP. Ce chevauchement se divise en deux branches. La partie nord de cet embranchement a pour nom local chevauchement de Sainte Suzanne et se situe juste au sud du réservoir. Bien que la chaîne des Pyrénées soit sismiquement très active, le CFNP, tout autant que son embranchement (Sainte Suzanne), sont eux inactifs [Choukroune, 1992]. La sismicité instrumentale Pyrénéenne enregistrée lors des dernières années (entre 1989 et 2005) est représentée dans la figure 1.4. Nous distinguons nettement la limite qui existe entre la zone active autour de la FNP et l'inactivité du CFNP, hormis l'essai situé dans la région de Lacq. Nous noterons les événements majeurs qu'ont été les crises d'Arette (1967) et d'Arudy (1980) (40 km au sud de Lacq). De plus, la partie au nord du CFNP est historiquement inactive [Grasso and Wittlinger, 1990] et une étude sur la région de Lacq a montré qu'aucun événement n'avait été ressenti par la population avant 1969. (i) Les nombreux exemples de gisements caractérisés par de la sismicité induite, (ii) la différenciation nette avec la sismicité pyrénéenne, (iii) l'apparition de la sismicité avec la déplétion, (iv) la focalisation de la sismicité sur le réservoir lui-même et (v) l'affaissement, permettent de penser que la sismicité de Lacq est induite par la production.

1.2.2 Forages, sismique et modèle de réservoir

Les différents gisements de la région de Lacq en fait une zone très étudiée. Certaines des connaissances acquises dans un objectif pétrolier représentent pour nous des informations très intéressantes pour une étude sismologique. Nous allons faire la liste des différentes

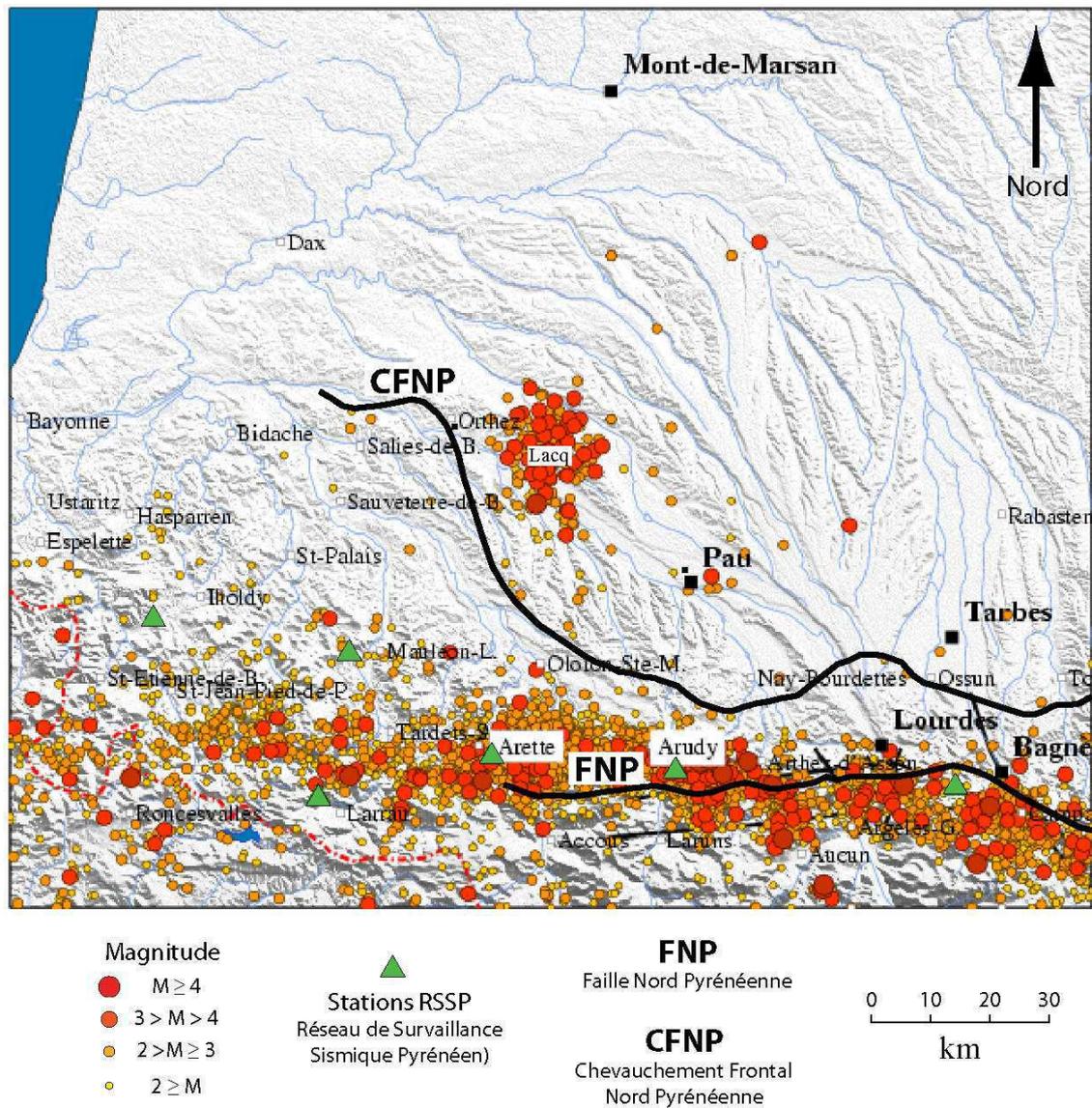


FIG. 1.4 – Sismicité pyrénéenne enregistrée entre 1989 et 2005 et localisée par l’Observatoire Midi-Pyrénées (OMP).

données existantes et de leurs applications à la compréhension de l'objet.

Forages : Les données les plus fondamentales acquises à Lacq sont les informations apportées par les forages et les mesures dans les puits. L'interprétation et l'intégration de ces données ont permis d'affiner les connaissances générales de l'objet d'un point de vue géologique, mais aussi de mesurer les vitesses sismiques, la pression de gaz, porosité, fractures, etc. La figure 1.5 permet de se rendre compte de la densité de la couverture des puits et de l'hétérogénéité de cette couverture.

Sismique 3D : Une campagne de sismique 3D a été réalisée en 1991-1992. La zone d'acquisition de la sismique est donnée dans la figure 1.6.

Notamment grâce aux données de forages, les traitements réalisés par la CGG et par ELF ont permis de réaliser une migration temps et un calage en profondeur. Le bloc migré obtenu a imagé le toit du réservoir et a permis la cartographie des failles recoupant celui-ci. Ces failles sont montrées en cartes et en coupes dans la figure 1.5. L'imagerie des zones aux bordures n'a pas été suffisamment claire et précise ; c'est pourquoi aucune faille n'y est représentée. Notons que les déplacements mesurés en sismique montrent que ces failles sont des failles normales. Les failles et fractures existantes sont majoritairement orientées ESE-WNW et leur plongement est SSW dans la partie sud du réservoir et NNE dans sa partie nord (coupe sud-nord) dans la figure 1.5).

Cette sismique calée en profondeur n'est désormais plus accessible et nous avons à notre disposition une portion du bloc de sismique 3D en temps non migré (stack), une migration temps de toute la zone d'acquisition et les données brutes (non traitées). Le bloc non migré ne couvre malheureusement pas toute la zone couverte par la sismique (bloc rouge dans la figure 1.6), mais tout du moins la partie centrale du réservoir. Par contre, les données sismiques migrées en temps couvrent la totalité de la zone d'acquisition.

Modèle réservoir : Grâce à des traçages et aux mesures de porosité et pression de gaz dans les puits, une représentation des paramètres physiques du réservoir a été modélisée. Cette modélisation provient d'un calage entre le suivi temporel de la pression du gaz mesurée dans les puits (figure 1.7) et les paramètres physiques. La mesure de la pression est en soi une information importante sur la déplétion. Temporellement, l'évolution de la pression est assez monotone. En effet, la chute de la pression de gaz est très importante et semble homogène sur quasiment tous les puits.

Seul le puits La109 est en surpression marquée. Il s'agit de la conséquence des injections débutées en 1975 dans ce puits. L'information importante est que la pression à la base de ce puits est supérieure aux autres de 15 MPa environ et décroît à la même vitesse que les autres désormais.

Quelques puits sont en légère surpression par rapport aux autres au début de la production. Ces puits sont ceux de la partie est du réservoir et leur déplétion semble moins rapide qu'ailleurs. Ils ont d'ailleurs été abandonné assez rapidement.

La pression des autres puits décroît de manière assez homogène. En réalité, des différences spatiales existent, mais sont masquées sous l'intensité de la variation temporelle. Le modèle de réservoir combine ces données de pression aux données géologiques et physiques et à des essais de traçage. Le modèle ainsi élaboré permet dans un premier temps la détermination des paramètres physiques dans le réservoir, à savoir les porosités et perméabilités. L'objectif final d'un tel modèle est, à partir des données de porosité et perméabilité, de pouvoir simuler le comportement dynamique du réservoir et donc de prévoir le comportement à plus ou moins

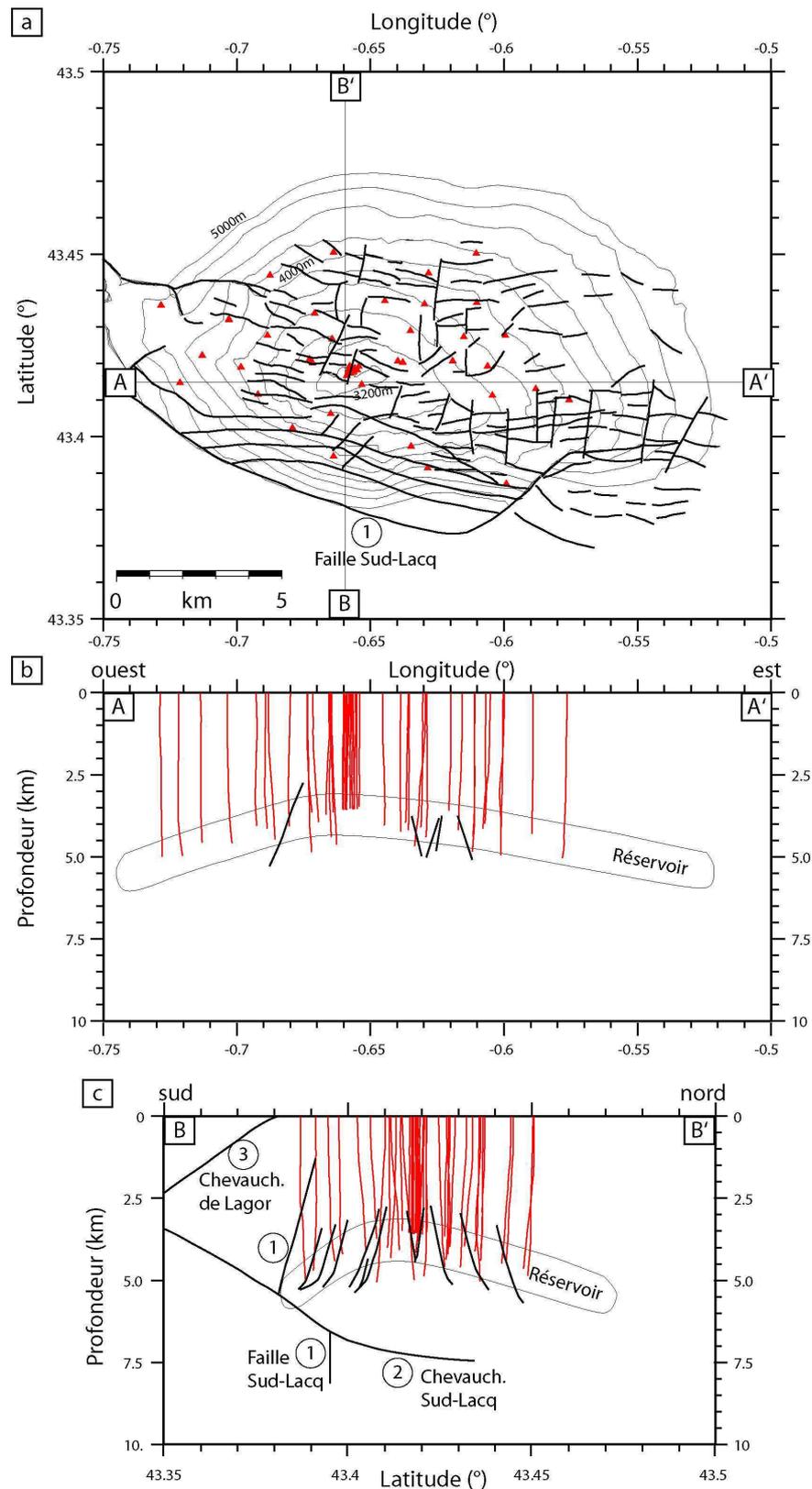


FIG. 1.5 – Localisation des puits du réservoir, isobathes du toit du réservoir (de 3200 à 5000 m) et failles au toit du réservoir. (a) carte, (b) coupe ouest-est et (c) coupe sud-nord. À la différence des failles majeures (1-2-3) [Moen-Maurel, 2005], les petites failles au toit du réservoir n'ont été cartographiées que grâce à la sismique. L'absence de petites failles dans le reste de la zone est due à l'absence d'imagerie sismique de qualité. Nous noterons la présence du "cluster", forte concentration de puits au sommet du réservoir.

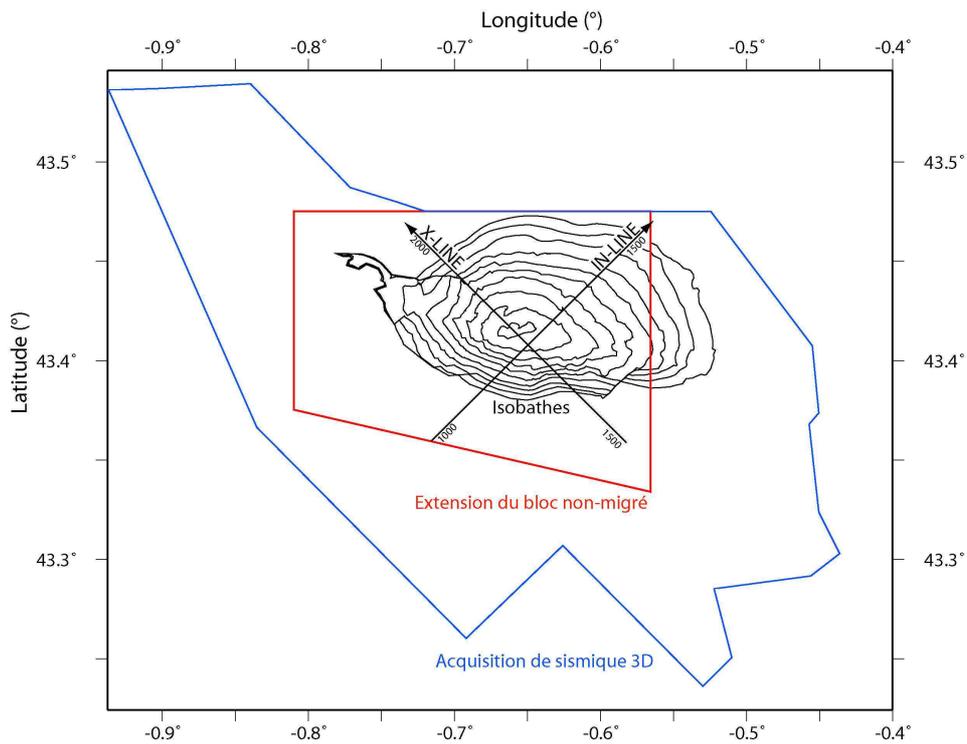


FIG. 1.6 – Acquisition sismique et bloc stack. Les données non migrées ne représentent qu’une portion de l’acquisition complète. La migration temps représente quant à elle la totalité de la zone d’acquisition.

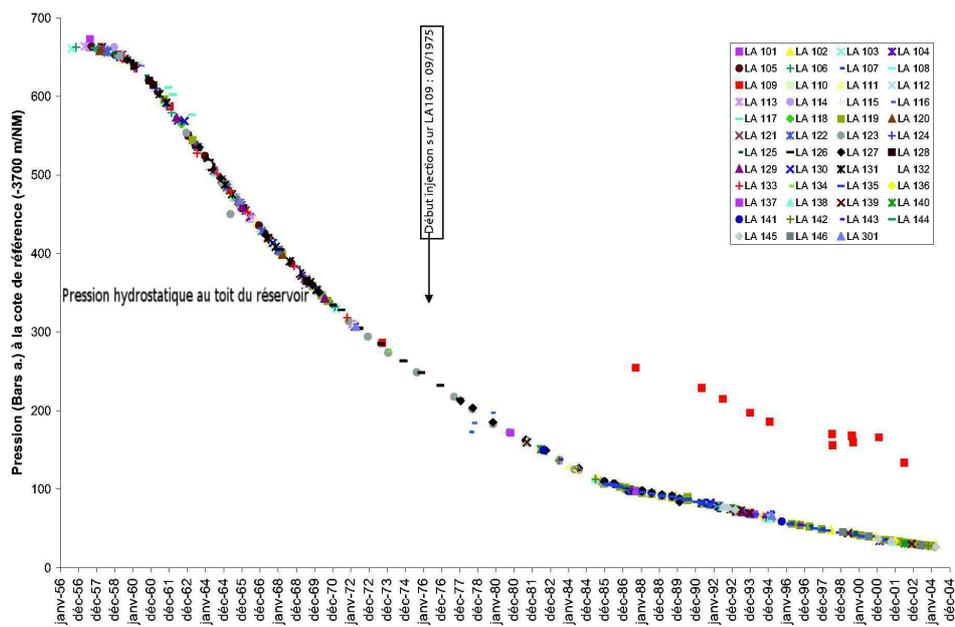


FIG. 1.7 – Valeurs de la pression dans les puits au cours du temps, selon [Baratin-Lanneau, 2002].

long terme de l'évolution de la déplétion. Il est important de noter qu'une telle modélisation est une interprétation non-unique. De plus, la couverture des puits, observations de base, est très hétérogène et ne permet pas une interprétation fiable en tout point du gisement.

1.2.3 Modèle structural

En intégrant les données structurales au sein de l'historique géologique de la région, il est possible de retracer l'histoire approximative de la formation des structures de la région [Moen-Maurel, 2005]. L'intégration des données géologiques de surface avec celles de puits et de sismique a permis l'élaboration de modèles géologiques précis, dont la qualité dépend encore essentiellement de la présence de puits. Afin d'exploiter au mieux cette donnée interprétée, nous allons très brièvement illustrer l'historique des formations qui nous intéressent grâce à l'illustration des événements géologiques majeurs de la région (figure 1.8) le long d'une coupe sud-nord passant par le centre du gisement de gaz. Chaque figure représente l'état à la fin de la période concernée.

Chaque étape de la formation du réservoir décrit le scénario le plus probable de mise en place des structures :

Figure 1.8a : Jurassique (208-145 Ma). Les premières formations qui nous intéressent sont les formations du Trias et du Jurassique qui se déposent successivement sur le socle. Les dépôts salifères du Trias n'ont pas été observés à Lacq (trop profond) mais l'ont été dans toutes les régions autour. Bien que la présence du sel soit plus que probable, son épaisseur n'est absolument pas contrainte. Les dépôts jurassiques sont constitués par des alternances de calcaires, marnes et dolomies. Les derniers dépôts jurassiques non érodés sont les dolomies de Mano qui deviendront par la suite la roche mère du gaz de Lacq profond. La région est alors en extension et des failles normales découpent ces séries.

Figure 1.8b : Berriasien-Barrémien (145-124 Ma). Toujours en phase d'extension, les formations du Crétacé Inférieur se déposent en discordance sur le Jurassique. Nous y voyons en particulier les formations du Barrémien. L'origine du dôme de Lacq serait due à des mouvements de sel du Trias à la fin de cette période, avec la genèse du dôme au nord et d'un bassin au sud.

Figure 1.8c : Aptien-Albien (124-97 Ma). Après une période d'érosion suivie d'une phase de transgression, les marnes de Sainte Suzanne se déposent à l'Aptien Inférieur. Ces marnes sont imperméables et sont par conséquent une excellente couverture à hydrocarbures. Les autres formations du Crétacé Supérieur (Aptien Supérieur et Albien) sont constituées de calcaires marneux et de marnes. Au sommet de la structure en dôme, la dominante est calcaire (récif) et plus marneuse sur les flancs. L'amplification de la structure en dôme a lieu pendant tout le Crétacé inférieur et la faille sud-Lacq se démarque des autres par un rejet plus important.

Figure 1.8d : Crétacé supérieur (97-65 Ma). À la fin du Crétacé Supérieur (80 Ma) commence l'orogénèse Pyrénéenne, générée par la collision entre la plaque Afrique et la plaque Eurasie. La contrainte grossièrement nord-sud qui en résulte accentue fortement le plissement du dôme de Lacq. Les formations du Crétacé Supérieur se déposent en discordance sur les roches fortement érodées de l'Albien.

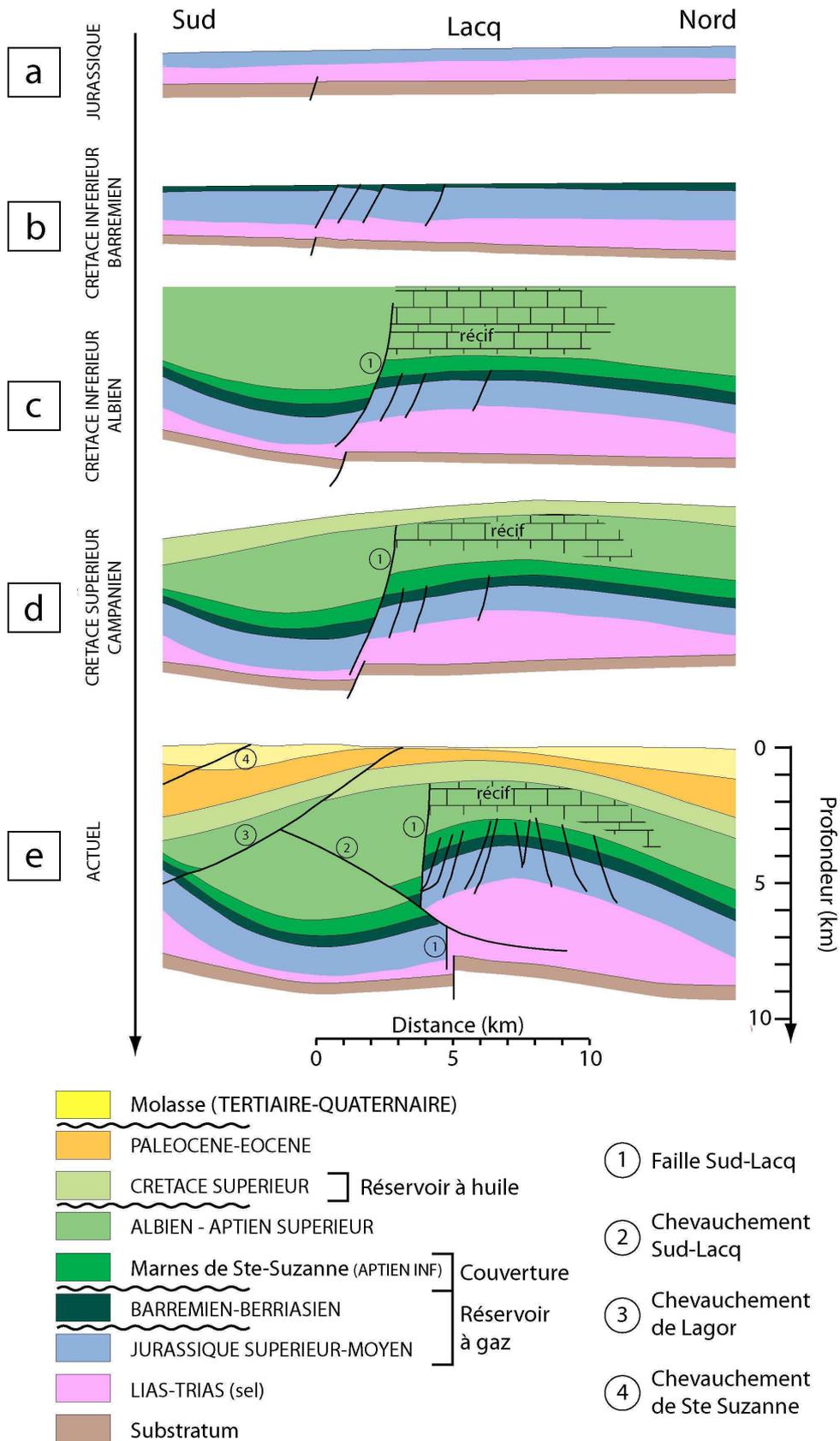


FIG. 1.8 – Histoire géologique de la région de Lacq selon une coupe sud-nord passant par le centre du réservoir. À la différence des failles majeures (1,2,3) [Moen-Maurel, 2005], les petites failles au toit du réservoir n'ont été cartographiées que grâce à la sismique. L'absence de petites failles dans le reste de la zone est due à l'absence d'imagerie sismique de qualité.

Figure 1.8e : Actuel (65-0 Ma). Avec l'orogénèse Pyrénéenne, l'apparition de grands chevauchements modifient grandement la structure locale, bien que le plissement continue et accentue la forme en dôme et bassin. Les chevauchements de Lagor et Sainte Suzanne recoupent toutes les structures au sud du réservoir. Ils sont tous deux à plongement sud (branche locale du CFNP). Le chevauchement sud-Lacq quant à lui est à plongement nord et se branche sur le chevauchement de Sainte-Suzanne. Ces deux chevauchements forment une structure en "queue de poisson" et le bloc nord délimité par ces deux chevauchements progresse vers le sud. Le rejet observé sur le chevauchement sud-Lacq est donc censé être équivalent au rejet sur le chevauchement de Lagor, mais il est en réalité accommodé par la sommation des rejets de plusieurs petits chevauchements plus au sud. La faille sud-Lacq est basculée (elle est désormais sub-verticale) et recoupée par le chevauchement sud-Lacq. Les formations du Paléocène et de l'Éocène sont syn-tectoniques et se déposent en discordance sur le Crétacé très érodé. Les molasses tertiaires et quaternaires complètent ces séries et couvrent quasiment la totalité de la surface. Nous rappelons que ce sont les formations du Barrémien au niveau de l'anticlinal qui forment le toit du réservoir de Lacq profond.

Les différentes hypothèses proposées ne sont pas toutes contraintes avec le même degré de certitude. Les études sur les zones forées et imagées sont bien évidemment les plus sûres et les plus précises. Bien que l'existence et la position du chevauchement sud-Lacq soient bien contraintes dans la zone du réservoir, son prolongement vers le sud est une extrapolation à des fins de logique structurale. La structure du réservoir en lui-même est bien connue et toutes les roches juste au dessus du réservoir le sont également. Une incertitude plus importante existe sur le positionnement des interfaces dans les zones en dessous et sur les bords du réservoir.

Une représentation sous la forme de deux coupes verticales respectivement sud-nord et ouest-est, ainsi qu'un coupe horizontale à 5000 m de profondeur, permet de bien discerner la forme en dôme très particulière de ce réservoir (figure 1.9), très différent d'un anticlinal étiré plus classique comme l'est le gisement de Meillon St Faust par exemple (figure 1.1).

L'état des contraintes régionales au niveau de Lacq est un cas complexe. La poussée pyrénéenne induit une contrainte maximale horizontale au niveau de la chaîne. À l'inverse, la contrainte maximale est verticale dans le bassin Aquitain. Lacq se trouve à la limite des deux zones et la différence entre l'intensité de la contrainte maximale σ_1 et l'intensité de la contrainte minimale σ_3 est faible. La détermination de la direction de la contrainte principale reste d'ailleurs délicate. Des études d'ovalisation des puits ont montré la complexité de la mesure du champ de contraintes dans le bassin aquitain [Bell et al., 1992] et aucune direction des contraintes n'a pu être définie. Cette caractéristique sera discutée plus tard. L'information la plus importante est qu'il n'existe qu'une différence très faible entre σ_1 et σ_3 , et leurs directions n'ont pas été déterminées à Lacq.

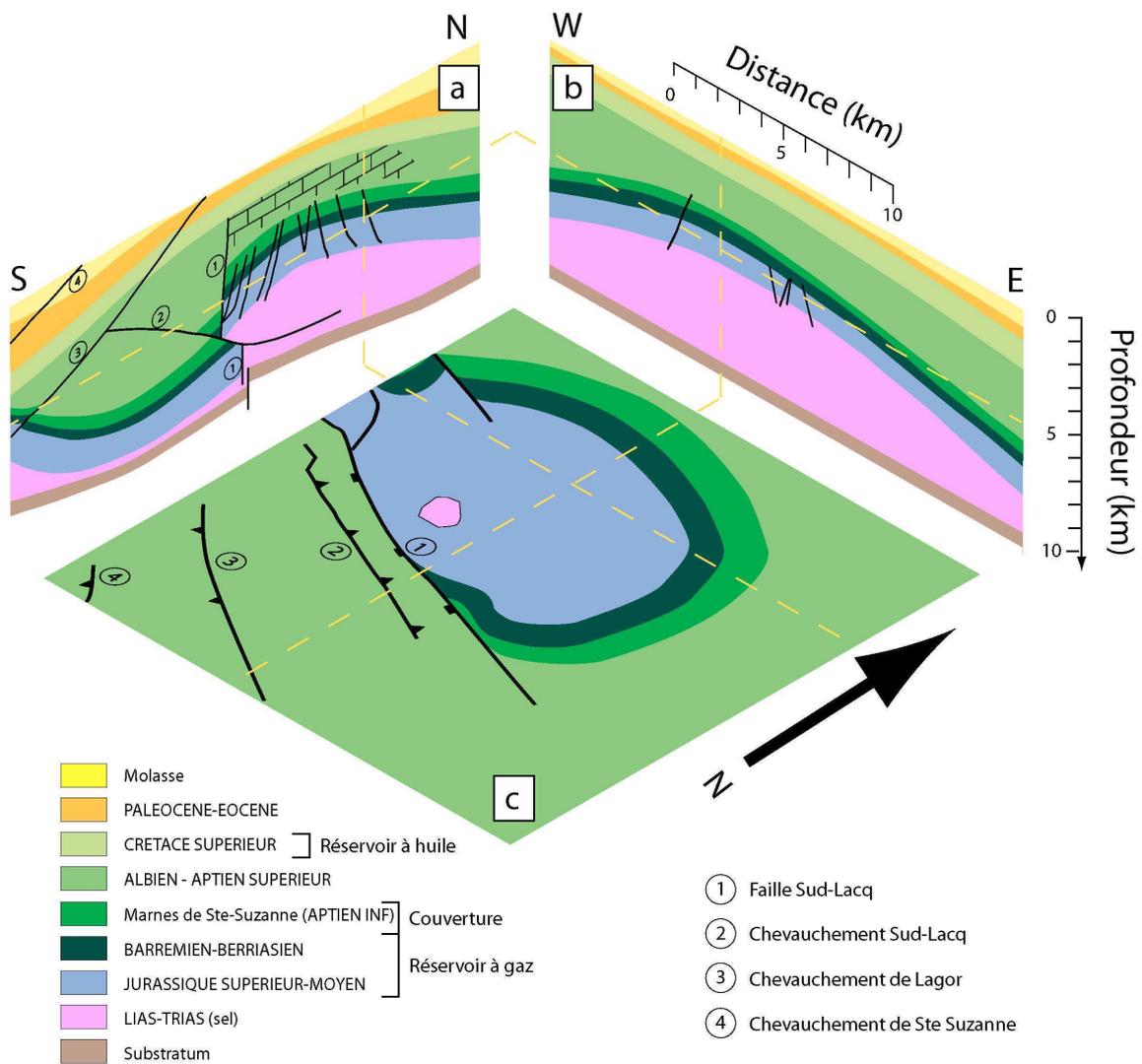


FIG. 1.9 – Structure géologique en coupe sud-nord (a), coupe ouest-est (b) et coupe horizontale à 5000 m de profondeur (c).

Chapitre 2

La sismicité induite

Avant d'étudier en détails la sismicité de Lacq, il est nécessaire de développer le contexte sismologique de l'étude. La première étape est une revue des différents cas de sismicité induite. En suite, nous ferons le point sur les réseaux locaux de surveillance, puis nous réaliserons une synthèse historique des différents travaux menés sur la sismicité de Lacq.

2.1 Les différents cas de sismicité induite

Plusieurs points sont à éclaircir quant à la définition du terme "sismicité induite".

Nous considérons tout d'abord que la sismicité induite regroupe toute activité sismique non purement tectonique, que ce soit pour le chargement des contraintes ou le déclenchement. C'est-à-dire que nous classons sous le terme sismicité induite toutes les activités sismiques d'origine anthropique, mais aussi la sismicité volcanique, celle déclenchée par les marées, ...

Ensuite, nous distinguerons au sein de la famille sismicité induite deux classes principales : la sismicité "générée" par une énergie non tectonique (type 1) et les événements liés à un chargement quelconque et déclenché de façon précoce grâce à une énergie non tectonique (type 2). Ainsi, un séisme de type 1 est un séisme totalement induit qui n'aurait jamais eu lieu sans l'intervention de l'homme ou d'un phénomène naturel non tectonique. Ces événements totalement induits sont attachés à des "objets" tels que les volcans, les mines, ... À l'inverse, un séisme de type 2 est un événement lié à un chargement (tectonique ou autre) et aurait eu lieu quoi qu'il arrive, mais est déclenché précocement grâce à une énergie extérieure. Ces événements représentent plutôt un phénomène physique qu'un objet (injections de fluide, marées,...). Il est très important de comprendre qu'un séisme induit de type 1 peut de plus être déclenché précocement par un biais extérieur, devenant à la fois type 1 et type 2.

Enfin, la dernière mise au point de terminologie nous fait regrouper sous le terme sismicité induite toute activité sismique, même s'il ne s'agit pas à proprement parlé d'une rupture en cisaillement le long d'une faille. De cette façon, une explosion nucléaire ou une ouverture en tension par surpression de fluide seront considérées comme des phénomènes de sismicité induite.

Nous allons récapituler les différents "objets" ou phénomènes, au sens très large du terme, induisant des séismes.

2.1.1 Sismicité induite naturelle

Il existe des cas de sismicité induite par des phénomènes naturels. Dans cette catégorie, nous regroupons toutes les sismicités d'origine non tectonique et non anthropique. Nous y trouvons tout d'abord les séismes volcaniques, eux-mêmes classés en différentes familles [Sherburn et al., 1998, Guha, 2000]. Ils regroupent tous les événements sismiques rapprochés de près ou de loin à une activité volcanique. Il existe des séismes pseudo-tectoniques, liés à la déformation globale du système volcanique, des trémors, secousses reliées au passage d'un magma fluide le long de filons, etc... Bien que ce soit la tectonique globale de la Terre qui engendre une activité volcanique, nous considérons que l'activité sismologique d'un volcan est autonome, i.e. les séismes volcaniques appartiennent au type 1. Notons qu'il existe un parallèle entre la sismicité volcanique et celle d'un réservoir, les deux étant liées à des injections et extractions de fluides. Ensuite, il existe des séismes déclenchés par les marées luni-solaires. Le phénomène physique mis en jeu est une faible perturbation des contraintes, générant des instabilités qui peuvent déclencher des événements [Guha, 2000]. Il s'agit donc d'une sismicité de type 2.

2.1.2 Sismicité liée aux injections de fluide

La première sismicité induite par l'homme a été constatée dans les années 1960 dans le Colorado. Après des injections à plus de 3000 m de profondeur d'importants volumes d'eau usée, des séismes de magnitude $Ml \leq 5.1$ ont été enregistrés [Healy et al., 1968]. La corrélation entre volumes injectés et nombre/magnitude des événements est rapidement démontrée. De nombreuses études ont ensuite été réalisées sur ce thème [Cornet and Jianmin, 1995, Tadokoro et al., 2000, Bourouis, 2004, Hainzl and Ogata, 2005, parmi d'autres]. Deux phénomènes distincts existent lors d'une injection massive de fluide : les ruptures en traction et ruptures en cisaillement. Notons que nous parlons de fluide au sens large, mais les liquides sont quasiment les seuls à produire ce phénomène. Les gaz génèrent théoriquement les mêmes effets, mais leur compressibilité est telle que la pression à atteindre pour rendre le gaz incompressible (et donc déclencheur de séisme) est plus difficilement envisageable.

2.1.2.1 Ruptures en traction (*tensile cracks*) :

Lors de l'injection de fluide dans une roche saine (pas de fracture préexistante), il existe un premier type de rupture qui fracture la roche et propage ces fractures. Appelée hydrofracturation dans l'industrie, il s'agit de rupture en ouverture ou en traction. Les injections peuvent engendrer des fractures de taille pluri-hectométriques. Notons que ces ruptures sont des ouvertures et non pas des glissements le long d'une faille. Le mécanisme associé n'est donc pas un double couple. Les magnitudes de ces ruptures en traction sont rarement positives et, la plupart du temps, ces événements ne sont enregistrés que par des capteurs en fond de puits.

2.1.2.2 Ruptures en cisaillement (*shear cracks*) :

Le second type de rupture est de type cisaillement et se traduit par un glissement le long d'une faille. Cette sismicité est déclenchée grâce au soulagement des contraintes normales des parois d'une fracture, voire d'une faille préexistante, qu'elle soit naturelle ou bien ouverte grâce à des ruptures en traction quelques temps avant. Lors d'une surpression de liquide, il résulte une augmentation de la pression de pore et donc une diminution de la contrainte

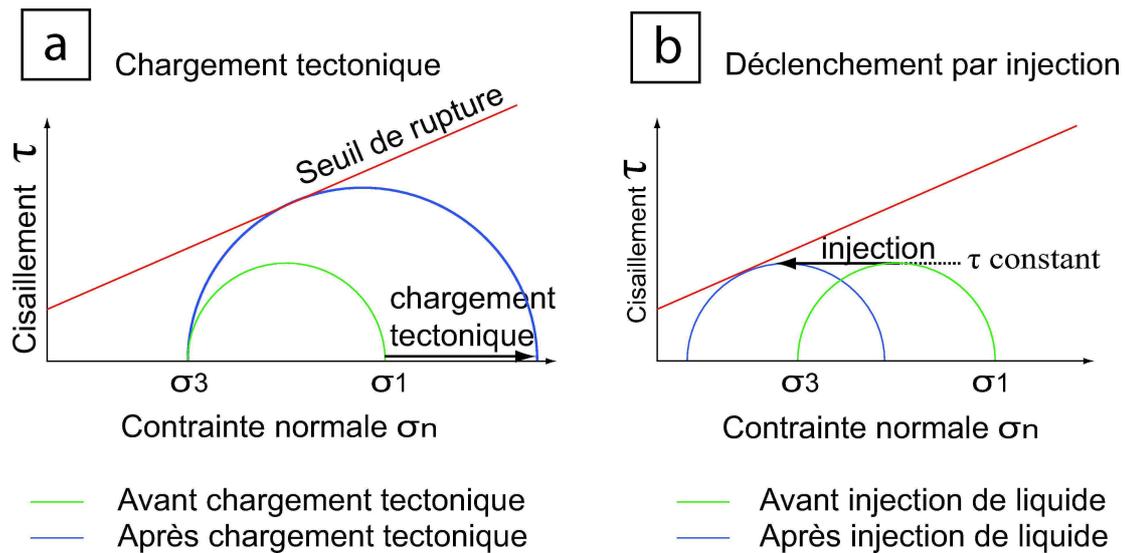


FIG. 2.1 – Comparaison des cercles de Mohr entre une charge tectonique normale et une surpression de fluide ; (a) chargement tectonique simplifié : la contrainte principale augmente et la contrainte minimale est constante, le cisaillement augmente jusqu'à rupture ; (b) injections de liquide : le cisaillement reste constant mais on abaisse la contrainte effective normale dans la faille jusqu'à rupture. Un cisaillement minimal est nécessaire comme moteur initial de la rupture.

effective normale, qui stabilise la faille de la contrainte cisailante. Une rupture se produit lorsque $|\tau| > \eta\sigma'_n$, avec τ la contrainte cisailante, σ'_n la contrainte effective normale et η le coefficient de friction. Sachant que (i) l'augmentation de la pression de pore engendre la diminution de la contrainte effective normale σ'_n entre les parois de la faille et (ii) la contrainte cisailante n'est quand à elle aucunement affectée par la surpression de liquide ; le seuil de rupture de la faille est abaissé. Un seuil de rupture abaissé signifie que la rupture a lieu plus précocement, sans la nécessité d'un chargement complet d'une rupture à sec.

La figure 2.1 représente la différence qui existe entre un chargement tectonique classique et un déclenchement par surpression de fluide. Dans la figure 2.1a, la contrainte σ_1 (et le cisaillement) augmente jusqu'à rupture. Plus le seuil de rupture et la contrainte σ_3 sont grands, plus la rupture sera importante. Dans la figure 2.1b, l'injection de fluide agit comme un déplacement du cercle de Mohr vers une rupture facile. Le cisaillement reste constant, induisant ainsi des séismes déclenchés précocement et donc de faible magnitude.

Un des paramètres contrôlant l'intensité de la surpression de liquide dans une fracture est la capacité de la fracture à évacuer les fluides. Plus le liquide mettra du temps à s'écouler hors de la fracture, plus la surpression sera élevée (système non drainé). Si l'écoulement est rapide, la surpression est faible, voire quasi-nulle dans le cas d'un drainage très efficace. Cette capacité d'évacuation est fortement contrôlée par le gradient de perméabilité entre la fracture et l'encaissant ou simplement par les conditions de saturation existantes. Par exemple, plus le gradient sera fort, c'est-à-dire un encaissant très imperméable autour d'une fracture très perméable, plus la surpression sera forte. Le second paramètre influençant la surpression est le volume d'eau injecté, ainsi que la rapidité de cette injection (débit). On observe en effet des corrélations entre volumes injectés et nombre/magnitude des événements déclenchés, bien que la contrainte régionale soit la source du chargement de la faille [Healy et al., 1968]. A faible pression de fluide, la saturation en eau (dans les failles) doit être quasi-totale pour

observer ce phénomène. La présence d'une faible quantité de gaz ($> 3\%$ de la phase fluide) suffit à accommoder la majorité de la surpression de fluide par compression de la phase gazeuse, n'abaissant ainsi d'aucune manière le seuil de rupture des failles. Les séismes déclenchés (de type 2) rompent en avance par rapport à une fracture sans surpression. La contrainte accumulée est donc de plus faible intensité et la rupture de même. Mais les facteurs influençant ces séismes sont nombreux (contrainte régionale, gradient de perméabilité, débits, géométrie des fractures existantes) et les concours de circonstances peuvent entraîner la rupture de grands accidents, comme par exemple un séisme de magnitude $Ml = 5.1$ à Denver [Healy et al., 1968, Raleigh et al., 1976].

Actuellement, la thématique des séismes induits par injections de liquide est particulièrement étudiée dans le cadre des projets géo-thermaux, dont le projet Hot Dry Rocks (HDR) [Bourouis, 2004]. De façon simplifiée, le principe consiste à injecter en profondeur un important volume d'eau froide et à récupérer cette eau, chauffée, dans un autre puits. La difficulté inhérente à ce procédé est de récupérer la plus importante quantité d'eau possible dans le second puits. Pour ceci, il est nécessaire de localiser les couloirs de fracturation transférant l'eau. Comme expliqué précédemment, l'occurrence de nombreux événements sismiques (que ce soit des ruptures en traction ou cisaillement) reste le meilleur outil de contrôle de la localisation des fractures. Des procédés équivalents existent dans l'industrie salifère de profondeur. Ainsi, le gisement de sel de Vauvert (sud-est de la France) est caractérisé par une sismicité très marquée (en nombre d'événements) générée par les injections d'eau à des fins de dissolution et récupération du sel en profondeur [Raucoules et al., 2003].

2.1.3 Sismicité liée aux remplissages de barrages

Les retenues d'eau sont des inducteurs de séismes bien connus. Bien que de nombreux cas n'aient sans doute pas été recensés, plus d'une dizaine de barrages sont célèbres pour leur sismicité induite [Habibagahi, 1998, Guha, 2000, Gupta, 2002, do Nascimento et al., 2005]. La genèse de ces séismes est la combinaison de deux phénomènes.

Tout d'abord, le remplissage d'un barrage conduit à mise en charge de la zone. Le volume d'eau retenu agit par sa surcharge comme un poinçon, déstabilisant l'équilibre des masses. Ce premier phénomène permet d'expliquer une grande partie des séismes liés aux retenues d'eau. Les séismes les plus importants ont en général lieu lors du premier remplissage, dès que la masse en surcharge est suffisante pour déstabiliser la zone. La contrainte génératrice du séisme serait donc la surcharge elle-même (type 1). Cependant, de nombreux cas montrent que l'occurrence des séismes a lieu de façon tardive, que ce soit un long moment après que le barrage ait été rempli, ou après plusieurs remplissages. Cette anomalie conduit au second phénomène induit.

Une surcharge d'eau induit nécessairement une augmentation de la pression de fluide dans les roches en dessous du barrage. Comme expliqué dans la section 2.1.2, l'augmentation de la pression permet de soulager la contrainte normale au sein de la faille, libérant ainsi le cisaillement. Alors que l'hypothèse de la surcharge est de type 1, cette surpression de fluide est de type 2.

2.1.4 Explosions nucléaires et tirs de carrières

[Guha, 2000, et toutes les références citées]

Les explosions nucléaires et les tirs de mines majeurs peuvent être classés comme étant des phénomènes de sismicité induite. Une explosion de forte intensité va générer plusieurs

phases successives d'activité sismique.

Une telle explosion va tout d'abord générer un champ d'ondes sismiques, jusqu'à des magnitudes $M = 5$ ou 6 pour des explosions nucléaires. Bien que l'explosion ne soit pas en soi un séisme (pas de glissement sur un plan), toutes les phases sismiques sont représentées.

Quelques essais nucléaires bien instrumentés ont aussi permis d'enregistrer des événements postérieurs à l'explosion, conséquences de la cavité générée par l'explosion et l'équivalent existe avec des tirs de carrière dans des mines instrumentées. On y enregistre deux activités bien distinctes :

La première survient rapidement après l'explosion et correspond au collapse de la cavité sur elle-même. L'effondrement de la cavité est un choc principal accompagné de nombreuses ruptures de réajustement. Les magnitudes sont dépendantes du volume de la cavité et donc de l'explosion initiale. Le collapse et les réajustements sont néanmoins généralement au maximum deux degrés de magnitude en dessous de l'explosion initiale.

La seconde activité enregistrée après une explosion correspond à des enregistrements plus tardifs générés par les réajustements de contrainte. Ces transferts de contraintes peuvent être relativement importants et influencer des zones de failles assez distantes (jusqu'à plusieurs kilomètres). La différenciation avec la première série de réajustements provient des échelles de temps et de distance mises en jeu. Un collapse est très localisé et a lieu très rapidement après la création d'une cavité, alors que les réajustements de contraintes sont plus lents et lointains. Les magnitudes peuvent d'ailleurs être plus importantes (intermédiaire entre explosion initiale et collapse).

2.1.5 Sismicité induite dans les mines

[Guha, 2000, et toutes les références citées]

Certaines mines peuvent être exposées à des effondrements soudains, qui ne sont pas nécessairement liés à des explosions. Nous avons énoncé dans la section précédente l'influence des tirs dans les carrières et dans les mines. Il est donc ici question des conséquences des extractions non explosives de minerais. L'extraction lente d'un grand volume de roche génère elle aussi une instabilité des contraintes, mais la dynamique des phénomènes est différente. Les transferts de fluides et les discontinuités géologiques (mécaniques) sont autant de facteurs influents qui contrôlent ces phénomènes. On distingue là aussi plusieurs classes. Tout d'abord, la majorité des événements sont liés à des effondrements de "faibles" volumes. Bien que générant des séismes de faible magnitude ($M_l < 2$), les effets directs sont dévastateurs pour les mineurs. Le choc principal est toujours suivi de très nombreux microséismes de réajustements. L'intensité de l'activité est fortement corrélée au taux de production et surtout à la géométrie de cavités. Les glissements peuvent avoir lieu sur des roches saines non fracturées et sont toujours localisés à de très faibles distances des cavités.

Le second type d'événements provient de réajustements à plus grande échelle sur des failles préexistantes. De la même manière que pour la sismicité postérieure à une explosion, c'est cette notion d'échelle différente qui distingue ces deux types de sismicité. Des plans de faiblesse (failles préexistantes) peuvent être mis en jeu jusqu'à des distances pluri-kilométriques afin d'accueillir la perturbation du champ de contraintes. Leur occurrence temporelle est plus difficilement attribuable au taux de production et la prédiction spatiale de la rupture n'est en aucun cas prévisible, à la différence de la première famille. Les failles mises en jeu étant de longueur plus importante que dans le cas précédent, les magnitudes augmentent d'autant (jusqu'à $M = 5$).

Hormis la façon et la vitesse à laquelle la cavité est générée, nous remarquons la res-

semblance évidente avec les explosions. Deux phénomènes de réajustements différents (un à petite échelle, l'autre plus lent et à plus grande échelle) existent toujours, que l'extraction soit rapide (explosion) ou lente (mine).

2.1.6 Sismicité induite par les exploitations d'hydrocarbures

[Segall, 1989, Grasso, 1992, Horner. et al., 1994, Rutledge et al., 1998, Baranova et al., 1999, Guha, 2000]

Depuis les débuts de l'exploitation massive des hydrocarbures, de nombreux cas de sismicité ont été reliés à des gisements. Tous les cas les plus notables sont reportés dans le tableau 2.1. Cette liste rend compte des réservoirs dont la sismicité a été relativement importante, mais de nombreux cas de microsismicité existent et ne sont pas répertoriés.

En 1992, Grasso fait la synthèse des différents modes de sismicité induite par des exploitations d'hydrocarbures [Grasso, 1992]. Il distingue en particulier trois phénomènes pouvant induire ou déclencher des événements : les injections de fluide, l'extraction de fluide et les déchargements massifs.

2.1.6.1 Injections de liquide ($M < 3$.)

Une des causes éventuelles de sismicité dans les réservoirs pétroliers est l'injection de liquide visant à (i) balayer les hydrocarbures vers le centre du réservoir (ii) maintenir la pression des hydrocarbures, ou (iii) fracturer le réservoir et augmenter la perméabilité (Hydro fracturation). La physique des phénomènes liés à des surpressions de fluide est assez bien connue (voir section 2.1.2) et utilisée comme outil de détection de la fracturation. Un cas reconnu de sismicité induite par des injections de fluide dans des champs pétroliers est celui de Cold Lake avec une sismicité de magnitude $M \leq 1.3$.

2.1.6.2 Extractions de fluide ($M \leq 5.5$)

Les extractions de fluide influent sur les réservoirs d'une manière complexe. Nous savons qu'une injection de fluide va favoriser la rupture en diminuant la contrainte effective normale. L'extraction de fluide agit elle à l'inverse. La diminution de la pression de gaz (pression de pore) augmente la contrainte effective normale sur les parois des fractures, inhibant la rupture. Paradoxalement, l'effet principal d'une extraction de fluide va contre toute idée de rupture sismique. Cependant, avant de parler de sismicité, nous allons examiner un phénomène observable sur tous les réservoirs et qui parfois est à l'origine de la sismicité. En considérant un réservoir d'hydrocarbures compressibles (gaz), le phénomène peut être résumé de la manière suivante [Segall, 1989, Maury, 2005a] :

Le réservoir est constitué d'une fraction solide V_s et une fraction poreuse V_p . Ce réservoir est une zone relativement poreuse et perméable et dont la couverture est très imperméable. Il n'existe donc pas de transferts de fluides avec les roches environnantes. En ne considérant que la contrainte verticale, la colonne de roches au dessus du réservoir est un chargement constant et unique noté σ . La contrainte effective appliquée sur la structure solide du réservoir σ' est donnée par $\sigma' = \sigma - \alpha_b p$ selon l'hypothèse de Biot, avec α_b le coefficient de Biot et p la pression du gaz. En considérant une production de gaz à un certain débit, la dynamique commence par une baisse de la pression du gaz p dans le réservoir. La contrainte effective augmente avec la déplétion (σ constant et p diminue). Cette augmentation de la contrainte effective σ' sur la structure du réservoir induit une compaction de

| Champ | Pays, Bassin | Magnitude Maximale |
|-------------------|--------------------------|--------------------|
| Snipe Lake | Canada, Alberta | 5.2 |
| Strachan | Canada, Alberta | 3.4 |
| Cold Lake | Canada, Alberta | 1.3 |
| Gobles | Canada, Appalache | |
| Lacq | France, Aquitaine | 4.2 |
| Meillon-St Faust | France, Aquitaine | |
| Assen | Hollande, Rotliegendes | 2.8 |
| Groningen | Hollande, Rotliegendes | 2.5 |
| Caviaga | Italie, Vallée de Po | 5.5 |
| Dan | Mer du Nord | 4.0 |
| Ekofisk | Mer du Nord | 5.4 |
| Buena Vista hills | USA, Californie | |
| Coalinga | USA, Californie | 6.5 |
| Kettleman | USA, Californie | 6.1 |
| Montebello | USA, Californie | 5.9 |
| Orcutt | USA, Californie | |
| Wilmington | USA, Californie | 3.3 |
| Clinton County | USA, Kentucky | 0.9 |
| Rangely | USA, Montagnes Rocheuses | |
| Sleepy Hollow | USA, Nevada | |
| El Reno | USA, Oklahoma | 5.1 |
| Cogdell | USA, Texas | |
| Fashing | USA, Texas | 3.4 |
| Goose Creek | USA, Texas | |
| Imogene | USA, Texas | 3.9 |
| War-Wink | USA, Texas | |
| Grosny | Tchéchénie | 4.1 |
| Gasly | Ouzbékistan | 7.3 |

TAB. 2.1 – Cas de sismicité induite par extraction d’hydrocarbures, d’après [Segall, 1989, Grasso, 1992, Horner. et al., 1994, Rutledge et al., 1998, Baranova et al., 1999, Guha, 2000]. Dans certains cas, la magnitude maximale est inconnue.

celui-ci, par une diminution du volume poreux V_p . Ce premier effet a pour conséquence de conserver la pression. En effet, le volume de pore diminue avec la production de gaz. Dans un cas idéal où tout le volume de gaz prélevé est compacté, la pression resterait constante.

En pratique, la compaction n'est pas optimale et le gaz, très compressible, se détend de façon importante réinvestissant le volume des pores vidés précédemment. Pour un certain volume de gaz prélevé, une partie du volume des pores sera compactée et le restant sera réinvesti par la détente du gaz dont la pression et la densité diminue d'autant. Notons que dans le cas d'un hydrocarbure liquide, le phénomène est simplifié car le fluide est moins compressible.

Un dernier effet tient compte de l'hypothèse de Biot qui considère que le grain est légèrement compressible et que la structure se détend elle aussi avec la déplétion. Le volume de pore vidé par l'extraction et qui n'est pas compacté est donc en partie réinvesti par la dilatation du gaz et le restant par la roche se détendant légèrement (V_s augmentant très légèrement).

La déformation principale associée à cette compaction est un affaissement en surface. Selon les conditions géomécaniques, cette compaction peut être négligeable (millimétrique) ou très importante (pluri-métrique). Les affaissements les plus notables observés sont ceux des champs de Wilmington en Californie et d'Ekofisk en mer du nord avec des affaissements respectivement de 9 et 8.5 mètres. Cet effet de compaction a pour effet un soulagement de la contrainte verticale au dessus et en dessous du réservoir. L'effet de ce soulagement de σ_v équivaut à une contrainte compressive. L'effet pour les roches en dessous du réservoir est équivalent et le soulagement de la contrainte verticale σ_v agit comme une augmentation de la contrainte compressive.

Ce système ne tient compte pour le moment que d'une section verticale idéale (ou colonne de roche). Le premier effet latéral provient de l'hétérogénéité spatiale de la déplétion. En effet, le réservoir est loin d'être un cylindre fini homogène et le différentiel de déplétion induit déjà dans un premier lieu des variations spatiales du soulagement de la contrainte verticale.

De plus, l'affaissement est une dynamique caractérisée par des réajustements horizontaux sur les bords. Alors qu'à l'aplomb du réservoir, la perturbation du champ est orientée verticalement, plus nous nous éloignons du centre et plus la perturbation de contrainte est dirigée selon sa composante horizontale. La perturbation totale du champ de contraintes générée par extraction de fluide a été modélisée par Segall grâce à un calcul basé sur les hypothèses de poroélasticité, en tenant compte des différents phénomènes concernant la compaction énoncée précédemment [Segall, 1989, Segall, 1992]. Cette modélisation a pour but premier d'expliquer les affaissements observés en surface et la perturbation calculée est représentée dans la figure 2.2. La variation de contrainte horizontale montre les zones en domaine compressif (contrainte horizontale <0 .) et les zones en domaine extensif (>0 .). Notons que dans ce modèle, l'hétérogénéité de déplétion ainsi que la géométrie du réservoir n'est pas prise en compte. Des "effets de bords" de la modélisation du réservoir existent d'ailleurs. Ces modélisations expliquent néanmoins d'une façon tout à fait acceptable les déformations observées sur de nombreux réservoirs.

Au delà de la compaction et de l'affaissement, certains réservoirs, compte tenu des dispositions géomécaniques, de la vitesse de déplétion et de la présence et la géométrie des fractures et failles existantes, sont sujets à une sismicité ressentie, ou tout du moins enregistrable sur des réseaux locaux, et donc non classée comme déformation asismique. Ce phénomène

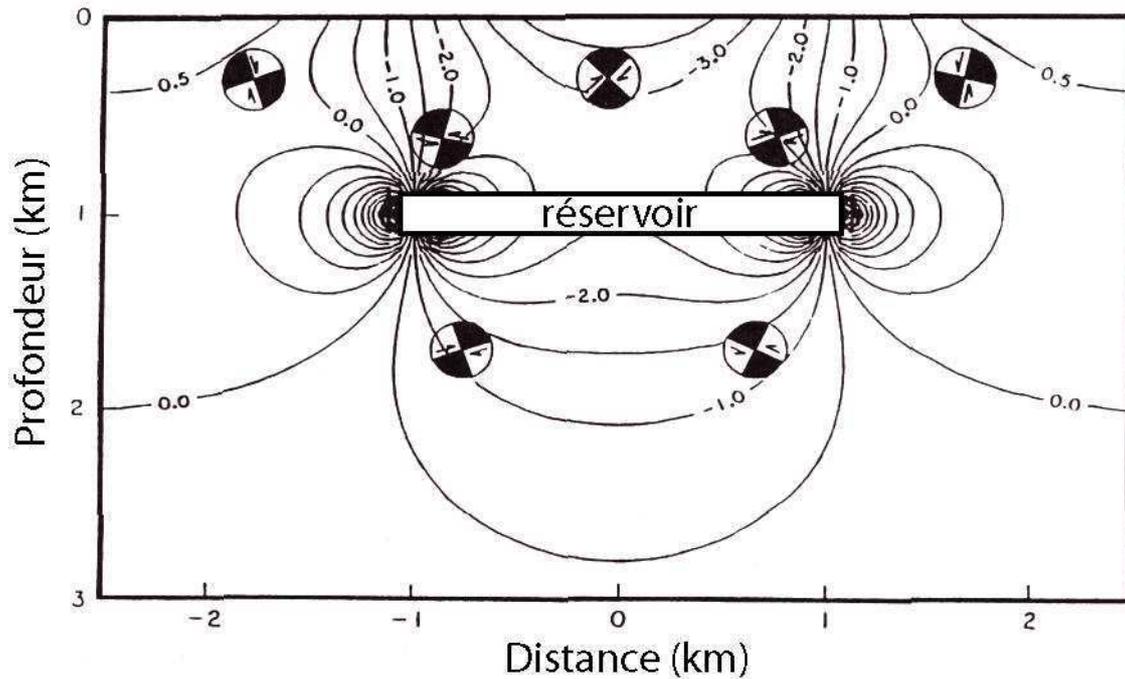


FIG. 2.2 – Calcul de la variation de la contrainte horizontale selon le modèle poroélastique de Segall [Segall, 1989] ; le système est compressif à l'aplomb du centre du réservoir et extensif sur les flancs.

(perturbation de la contrainte poroélastique due à l'extraction de fluide) explique avec précision plusieurs observations réalisées sur des champs d'hydrocarbures exploités lorsque la déplétion est de l'ordre de plusieurs dizaines de MPa, avec des magnitudes $M \leq 5.4$ (Magnitude maximale assimilée à une perturbation de la contrainte poroélastique enregistrée à Ekofisk $M_{max} = 5.4$).

2.1.6.3 Déchargements massifs ($M > 5.5$)

Cette famille regroupe tous les cas complexes de sismicité importante et dont les phénomènes à l'origine sont des combinaisons constructives capables d'induire des événements de magnitudes anormales. La base commune à ces quelques réservoirs est une extraction massive d'hydrocarbures liquides (déchargement important), mais largement influencé par la tectonique locale et les transferts de fluides. L'exemple le plus célèbre est le cas du gisement de Gasli en Ouzbékistan [Grasso, 1992] avec trois séismes de magnitude supérieure à 7.0 et pour lequel le transfert d'un aquifère dans le réservoir et l'accumulation de contraintes sur un accident majeur semblent des catalyseurs potentiels. Que ce soit pour Gasli ou tout autre réservoir dont la sismicité a été très importante ($M > 5.$), l'influence de la tectonique est majeure et mal déterminée.

Il est important de noter qu'à l'époque des premiers séismes ressentis à Lacq, ces connaissances n'étaient pas si précises et seules les injections de fluide avaient été reconnues comme déclencheurs de séismes. C'est d'ailleurs la première hypothèse retenue à l'époque, mais plusieurs réseaux de surveillance seront installés par la suite afin d'évaluer les risques et de répondre aux questions quant à l'origine de cette sismicité.

2.2 Les réseaux de surveillance locaux

Nous allons maintenant faire le point sur les différents réseaux de surveillance de la sismicité de Lacq.

Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS), Université Louis Pasteur de Strasbourg (1974-1997) : En 1974, cinq ans après les premiers séismes ressentis et enregistrés par le LDG, la SNPA a confié à l'IPGS la surveillance sismique du gisement de Lacq. Le premier réseau était constitué de quatre stations 1 composante. Renforcé en juillet 1975 par deux stations puis une dernière station 1 composante en juillet 1976, il a été finalisé par la mise en place de l'unique station 3 composantes en Juillet 1979 [Wittlinger, 1980]. Ce premier réseau, que nous appellerons par la suite réseau IPGS, a été maintenu jusqu'à la fin 1997. Les stations, qui regroupent une balise et un capteur (Mark-Product L-4C à fréquence propre de 1 Hz) sont reliées par voie Hertzienne à l'unique horloge du réseau. Le taux d'échantillonnage est de 150 Hz. L'intérêt d'un tel réseau est que, dans le cas éventuel d'un problème d'horloge, la mesure du temps en relatif reste correct. La surveillance a duré 23 ans, mais les données brutes (formes d'ondes) n'ont été récupérées qu'à partir de 1989. Pour la partie 1974-1988, seuls les pointés des ondes P sont disponibles. Par contre, pour les données de 1989 à 1997, la totalité des informations a été conservée (formes d'ondes et pointés).

Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (LGIT), Université Joseph Fourier de Grenoble (1991-1997) : Le second réseau est implanté par le LGIT en 1991 dans le but d'une extension sud-est et nord de la surveillance. L'objectif est la surveillance du gisement de Meillon St-Faust et l'observation de la migration vers le nord de la sismicité. Avec trois premières stations en juin 1991, il est complété par six nouvelles en 1992. Toutes ces stations sont des balises Sismalp1 reliées à des capteurs 1 composante identiques aux capteurs posés par l'IPGS (Mark-Product L-4C). Le taux d'échantillonnage est de 100 Hz. Il s'agit d'un réseau de balises téléphoniques, toutes les stations étant indépendantes les unes des autres et dont l'horloge est donnée par GPS. La maintenance a aussi été effectuée jusqu'en 1997. Toutes les formes d'ondes sont disponibles entre 1991 et 1997.

Modélisation et Imagerie en Géosciences - Pau (MIGP), Université de Pau et des Pays de l'Adour (2001+) : Depuis 2001, un nouveau réseau a été installé par le MIGP. Il s'agit d'un réseau similaire au réseau LGIT, dans lequel chaque station est indépendante et enregistre sur déclenchement. Il est composé à l'heure actuelle (fin 2005) de sept stations, téléphoniques ou à disque dur interne. Les capteurs sont des LE3D-LITE 1 Hz 3 composantes Lennartz et les balises Hathor3c (Léas). Les données acquises par ce réseau seront bientôt exploitables, mais ne font pas l'objet de cette étude.

Magnitude (2003+) : Depuis 2003, la société Magnitude maintient une station à la demande de TOTAL. Cette station est située dans un puits abandonné à 400 mètres de profondeur. Ces données ne sont pas pour l'instant disponibles.

Les localisations des stations qui nous serviront par la suite (IPGS et LGIT) sont données dans la figure 2.3 et le tableau 2.2.

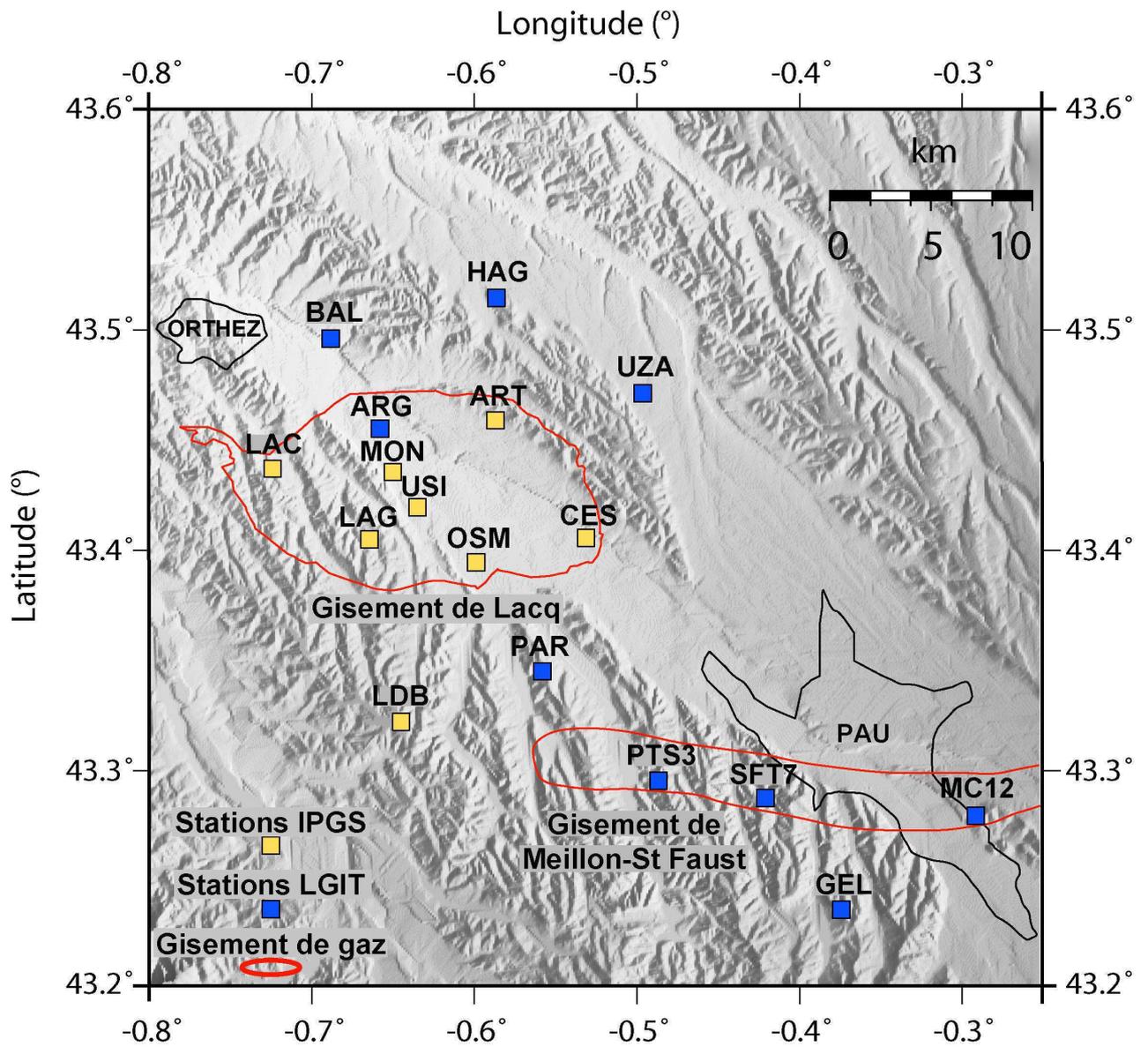


FIG. 2.3 – Localisation des stations sismologiques des réseaux IPGS (1974-1997) et LGIT (1991-1997).

| Stations IPGS | Lat(° N) | Lon(° E) | Alt(m) | date d'installation |
|----------------------|----------|----------|--------|---------------------|
| LDB | 43.3392° | -0.652° | 255 | 04/1974 |
| | 43.3215° | -0.6452 | 250 | 09/1983 |
| CES | 43.4040° | -0.5318° | 220 | 04/1974 |
| ART | 43.4570° | -0.5872° | 210 | 04/1974 |
| LAC | 43.4352° | -0.7240° | 195 | 04/1974 |
| | 43.4358° | -0.7240° | 195 | 06/1985 |
| MON | 43.4337° | -0.6502° | 100 | 007/1975 |
| OSM | 43.3930° | -0.5991° | 105 | 07/1975 |
| LAG | 43.4033° | -0.6645° | 190 | 07/1976 |
| USI | 43.4178° | -0.6350° | 95 | 07/1979 |
| Stations LGIT | | | | |
| MC12 | 43.2785° | -0.2925° | 254 | 06/1991 |
| PTS3 | 43.2943° | -0.4872° | 235 | 06/1991 |
| SFT7 | 43.2865° | -0.4217° | 290 | 06/1991 |
| ARG | 43.4523° | -0.6582° | 123 | 06/1992 |
| BAL | 43.4937° | -0.6883° | 135 | 06/1992 |
| HAG | 43.5120° | -0.5868° | 105 | 06/1992 |
| UZA | 43.4692° | -0.4967° | 117 | 06/1992 |
| GEL | 43.2360° | -0.3750° | 295 | 11/1992 |
| PAR | 43.3438° | -0.5583° | 120 | 11/1992 |

TAB. 2.2 – Localisation géographique des stations sismologiques des réseaux locaux :
 Nom de la station / Latitude (°) / Longitude (°) / Altitude (m) / Date de mise en place
 (mm/aaaa)

Les stations LDB et LAC ont été déplacées et les deux positionnements sont donnés.

2.3 Études réalisées sur la sismicité de Lacq

En 1969, l'hypothèse première de l'origine de la sismicité à Lacq était l'injection de fluide dans le réservoir d'huile (Lacq Supérieur), réalisée dans le but de maintenir la pression dans le gisement. Au vu des quantités injectées et des premières localisations (réalisées avec des modèles de vitesse 1D), Grasso [Grasso et al., 1985] écarte rapidement cette hypothèse. La sismicité est rapidement reliée au réservoir Lacq profond [Grasso and Wittlinger, 1990] : les premières localisations situent la plupart des événements dans les niveaux juste au-dessus du réservoir [Feignier and Grasso, 1990, Grasso and Feignier, 1990, Maury et al., 1992], dans les calcaires cassants (récif) de la partie est du réservoir, alors que la partie ouest, constituée principalement de marnes, semble moins active (figure 2.4 et 2.5). Il est important de remarquer que la plupart des événements sont localisés au-dessus du réservoir avec ces localisations à modèle de vitesse 1D.

Ces localisations et les mécanismes au foyer associés semblent montrer que la sismicité est associée à l'enfoncement d'un bloc cohérent de roches à l'aplomb du réservoir, le long de failles préexistantes. Les mécanismes au foyer composites de Feignier montrent trois zones en mécanismes compressifs au sud, à l'est et au nord et une zone en faille normale à l'ouest (figure 2.6).

Ce bloc est délimité par les accidents majeurs qui recourent les formations de Lacq et est relativement corrélé à l'extension du récif. L'étude des mécanismes au foyer montrent que la déplétion du gisement induit un déplacement sur les failles préexistantes dans la direction inverse de l'originale, que ce soit les grands accidents délimitant ce bloc, ou les plus petits au sein de celui-ci. Le modèle de Grasso et Feignier a été synthétisé par Maury (1992) et est présenté dans la figure 2.7.

Parallèlement à ces travaux, des profils de nivellement ont été réalisés. Les mesures topographiques ont été prises en 1887, 1967, 1979, 1987 et 1989 sur un profil est-ouest le long de la voie ferrée entre Orthez et Pau (figure 2.8). Selon [Maury, 1997], le centre de l'affaissement correspond au centre du récif. L'extension latérale de la zone affaissée est donnée par les points A et A' dans la figure 2.8. Cet affaissement s'étend sur une zone plus importante que les limites du gisement elles-mêmes (environ $1.5 \times$ la longueur du gisement). La redondance des résultats a montré une stabilité dans les profils et la mesure d'un affaissement de 6 cm au maximum au centre de la zone entre le début de l'exploitation et le dernier profil de 1989.

Alors qu'il existe une limite géographique nette montrée par la localisation des événements entre la zone est et la zone ouest, les mesures de nivellement montrent une déformation relativement régulière en surface. L'hypothèse est donc que la majorité de la déformation dans les marnes se fait de façon asismique dans la zone ouest, à la différence des déformations plus importantes dans les roches calcaires du récif. Ceci est de plus confirmé par les analyses de rhéologie en laboratoire [Fabre et al., 1991], qui différencient fortement les roches cassantes du récif des marnes plus ductiles. Nous rappelons que lorsque nous considérons une déformation asismique dans cette zone, il ne s'agit pas réellement d'une déformation purement ductile, mais une déformation fragile de petite échelle non détectable avec le réseau mis en place.

Feignier [Feignier, 1991, Feignier and Grasso, 1991] montre que les paramètres de source, et plus particulièrement les moments sismiques et les rayons de source, sont fortement corrélés à la lithologie. La détermination des paramètres de source des événements entre 1976 et 1979 a montré une différenciation marquée entre deux familles d'événements. Ces deux familles ont ensuite été comparées aux localisations réalisées à cette période et ont montré

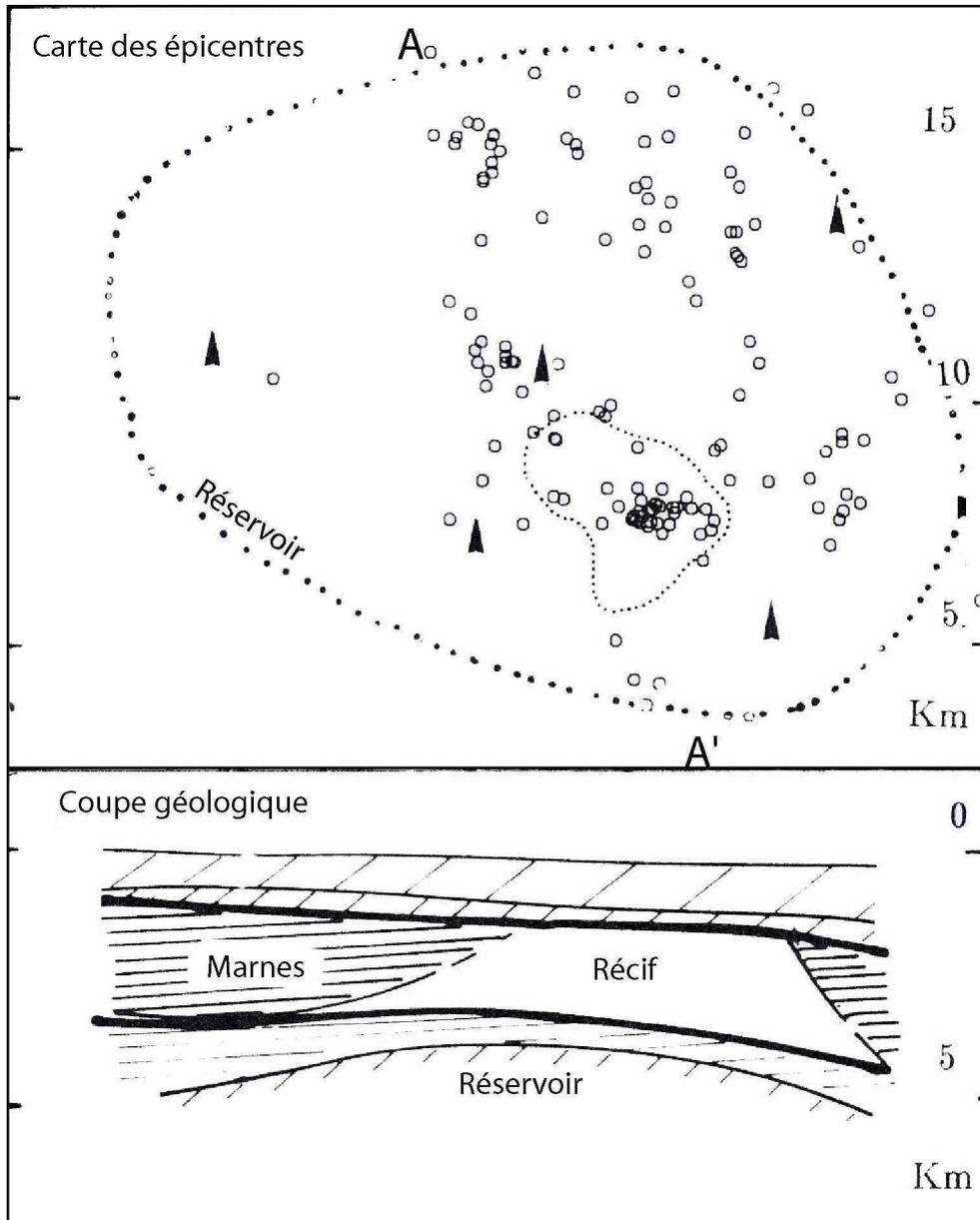


FIG. 2.4 – Corrélation spatiale entre épicentres et lithologie, selon [Grasso and Feignier, 1990]

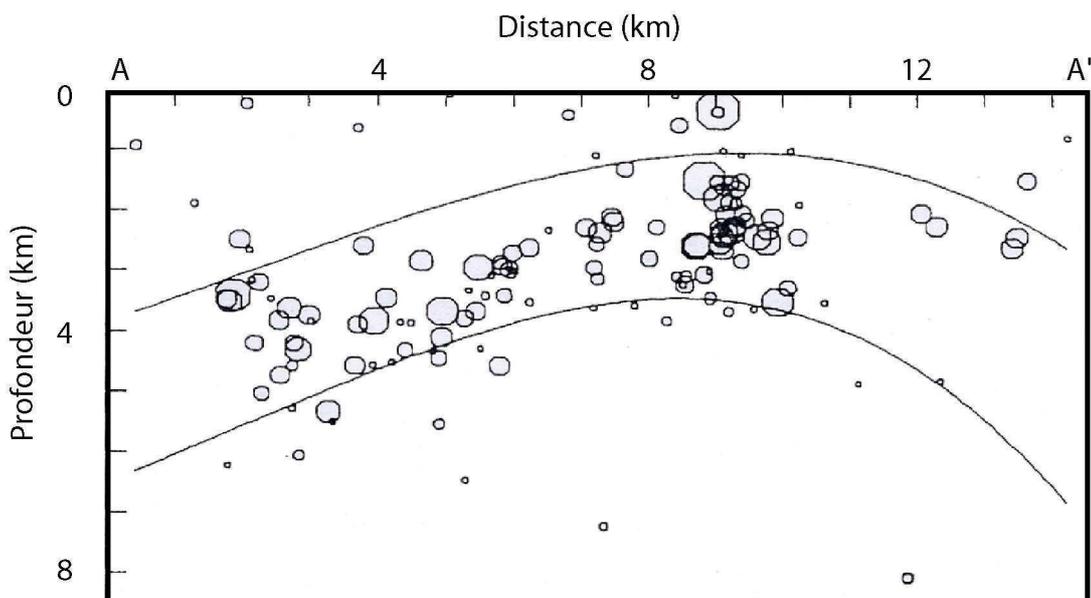


FIG. 2.5 – Localisation des séismes en coupe entre A et A' (figure 2.4). D'après [Feignier and Grasso, 1990]

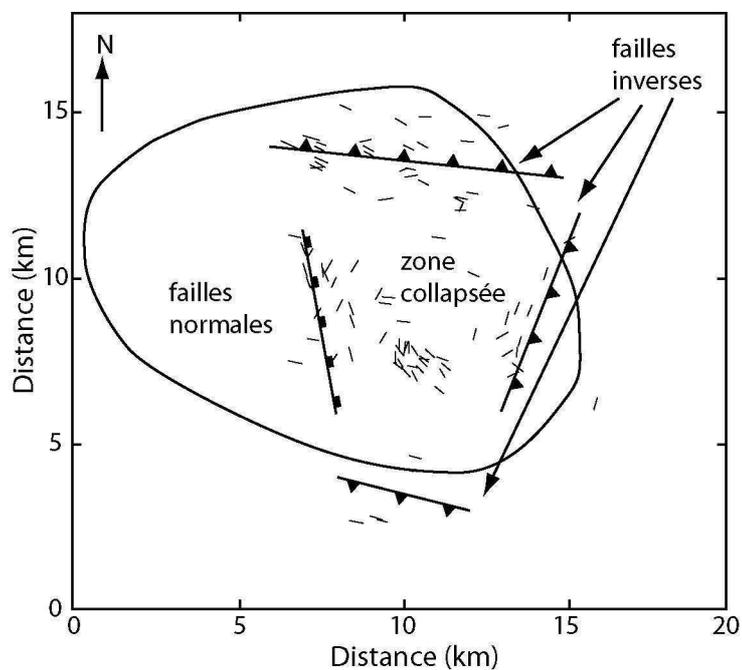


FIG. 2.6 – Interprétation des mécanismes aux foyers composites par Feignier [Feignier and Grasso, 1990]

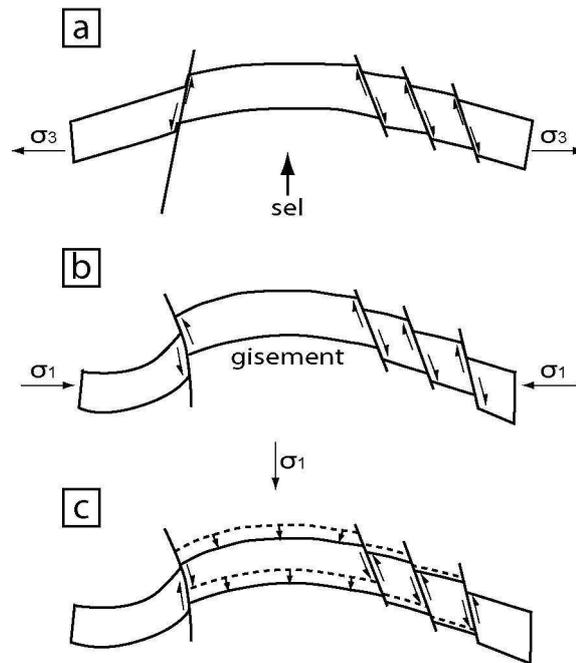


FIG. 2.7 – Déformations de l’anticlinal de Lacq, adapté d’après [Maury et al., 1992] ; (a) Au Crétacé Inférieur, la remontée du sel génère le dôme de Lacq et des failles normales découpent les blocs ; (b) La compression pyrénéenne bascule des failles et accentue les jeux originaux ; (c) La déplétion du gisement génère l’effondrement des parties superficielles sur le réservoir et les failles jouent à l’inverse de leur jeu original.

qu’il existait une corrélation importante entre les paramètres de sources et la localisation de ces événements. En effet, l’une des familles de paramètres de source correspondait aux événements localisés dans les formations plutôt calcaires et l’autre aux événements localisés dans les formations plutôt marneuses. On se trouve ici exactement dans le cas du laboratoire à échelle intermédiaire : grâce aux nombreuses connaissances géologiques de l’objet, au réseau très focalisé et à l’échelle adéquate, il a été possible de démontrer des relations précises entre rhéologie et forme d’onde. Cependant, les séismes étudiés (149 événements entre 1976 et 1979) représentent pour la plupart une crise sismique qui s’éteindra par la suite. Ces événements, bien qu’importants dans la compréhension de la dynamique de compaction, sont loin d’être représentatifs de toute la sismicité, comme le montreront l’exploitation des années suivantes de surveillance. De plus, il est important de noter que cette classification a été basée sur la localisation des événements alors que la méthode de localisation utilisée à l’époque (modèle de vitesse 1D) semble aujourd’hui obsolète. Il sera donc intéressant d’étudier à nouveau cette classification à partir de localisations plus récentes.

Durant la même période, Segall introduit l’hypothèse de variation de la contrainte poroélastique due à l’extraction de fluide (voir section 2.1.6) comme étant à l’origine des séismes et déformations enregistrés sur plusieurs réservoirs d’hydrocarbures dont celui de Lacq [Segall, 1989]. L’extraction de fluide va dans un premier lieu abaisser la pression. La contrainte effective normale augmente et agit sur la structure du réservoir qui se compacte. Ce phénomène est limité (le réservoir ne se compacte pas d’autant que le volume prélevé) par la dilatation du gaz et des grains avec la déplétion (hypothèse de Biot). Cette compaction induit un soulagement de la contrainte verticale juste au dessus et en dessous du réservoir.

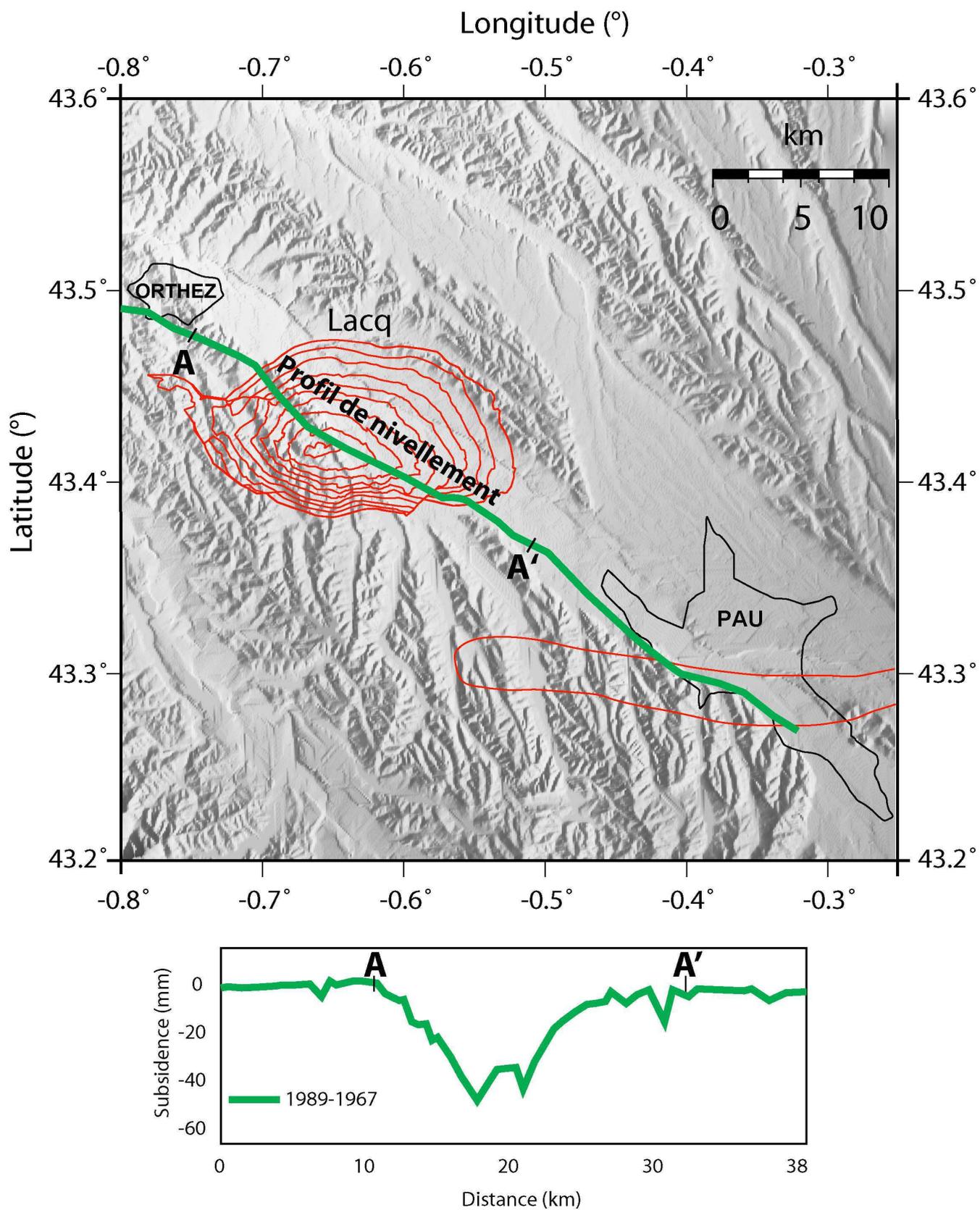


FIG. 2.8 – Profil de nivellement et affaissement entre 1989 et 1967. Les points A et A' représentent l'extension latérale de la zone affaissée en surface (reportés sur le profil d'affaissement).

voir. L'affaissement est l'accommodation en surface de cette compaction. Segall a réalisé une modélisation géomécanique de ces perturbations de la contrainte poroélastique et ainsi calculé un affaissement théorique tenant compte des paramètres géomécaniques de la zone [Segall, 1992]. La confrontation entre ce modèle et les mesures de nivellement est excellente [Segall, 1992, Segall et al., 1994] et l'extraction des fluides comme générateur de variation de la contrainte poroélastique est retenue. Il s'agit d'ailleurs du seul modèle capable d'expliquer une sismicité par l'extraction de fluide et une déplétion de quelques dizaines de MPa.

Les localisations des séismes de Lacq sont ensuite remises en question en 1992 grâce à la création d'un modèle de vitesse 3D de la région de Lacq [Guyoton et al., 1992]. En intégrant les informations de géologie structurale, de puits et de sismique, Guyoton a élaboré un modèle s'étendant sur toute la région. Des précisions sur le modèle seront apportées dans la section concernant la localisation. Au vue des structures et des variations latérales de lithologie (figure 1.9), un modèle prenant en compte ces variations est indispensable pour une localisation précise des séismes. Grâce à ce modèle et à un programme de localisation à modèle de vitesse 3D [Roecker, 1982, Guyoton et al., 1992], tous les séismes enregistrés entre 1976 et 1989 sont relocalisés [Volant, 1993]. La figure 2.9 rend compte de la localisation réalisée en 1995 par Boyer, reprenant la même méthode que celle de Volant, mais y incluant la sismicité entre 1975 et 1995.

À la différence des localisations de Feignier et Grasso [Feignier and Grasso, 1990], l'essentiel de la sismicité est localisée sous le réservoir. Ceci remet totalement en question la plupart des conclusions posées lors des études précédentes. En effet, selon les localisations 3D de Volant, il n'existe pas de variations majeures de rhéologie ou de lithologie entre les localisations des différents essaims de séismes. Ces localisations montrent d'ailleurs une géométrie en dôme identique à celle de Lacq, mais en dessous du toit du gisement. Bien que la variation de contrainte poroélastique engendre des perturbations importantes sous le réservoir (déchargement), les relocalisations des séismes [Volant, 1993] intégrées dans le modèle géomécanique de Segall ne sont que très partiellement corrélées [Segall et al., 1994]. La profondeur de la localisation des séismes est trop importante par rapport au modèle qui prévoit une contrainte en compression maximale juste au dessus et en dessous du réservoir. De plus, aucune activité sismique n'est localisée dans les zones où une contrainte extensive importante est prévue (bordures du réservoir).

Volant a ensuite inversé les tenseurs des contraintes, périodes par périodes, jusqu'en 1989 [Volant, 1993]. Son analyse a été réalisée en considérant des variations temporelles des mécanismes au foyer observés. Il en déduit une division en trois périodes et inverse un tenseur des contraintes pour chacune de ces périodes. Il observe une variation brutale du mode de déformation, avec le passage d'un σ_1 vertical à un σ_1 horizontal en 1987. Il interprète ce changement comme provenant du relâchement de la contrainte verticale par la compaction du réservoir (contrainte poroélastique) et de l'augmentation lente de la contrainte horizontale (réajustements horizontaux des effets à distance de la contrainte poroélastique) (figure 2.10).

Selon Volant, la perturbation de la contrainte poroélastique a réussi à inverser la direction locale de la contrainte principale, de verticale à horizontale. Il est important de noter qu'il considérerait la contrainte régionale à Lacq comme étant verticale à l'origine et diminuant avec la déplétion. Le système qu'il propose soulève un premier problème. Selon lui, la contrainte verticale est maximale au début de l'exploitation du gisement et s'abaisse avec le temps, alors que la contrainte horizontale augmente. La diminution du différentiel de contraintes devrait induire une consolidation du système ($\sigma_1 = \sigma_3$), alors que la sismicité augmente d'intensité

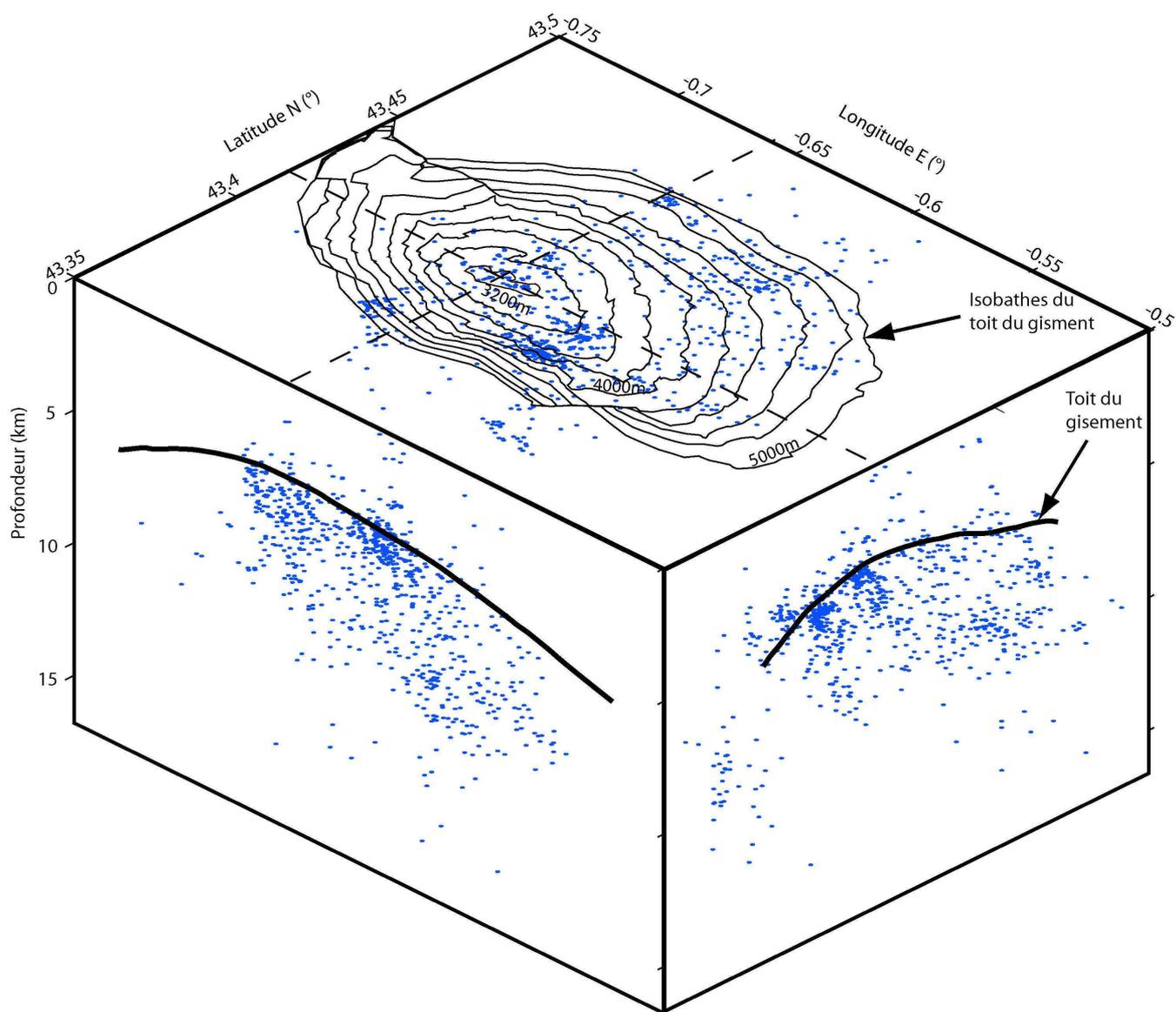


FIG. 2.9 – Localisation des séismes de Lacq entre 1976 et 1995 selon Volant (1993) et Boyer (1996).

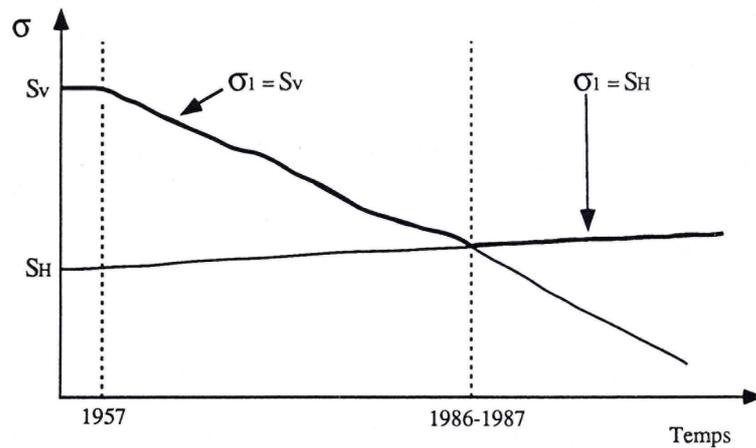


FIG. 2.10 – Évolution des contraintes horizontale et verticale à Lacq, selon [Volant, 1993]. La composante verticale de la contrainte régionale est la contrainte principale au début de l'exploitation du réservoir, mais diminue avec la déplétion.

avec le temps. Il considère d'ailleurs que le changement de direction de la contrainte (lorsque σ_H devient supérieur à σ_v) est brutal et que la sismicité ne marque pas de pause, alors qu'il n'existe plus aucun différentiel entre σ_1 et σ_3 . L'une des premières notions à remettre en question est l'existence d'un différentiel important entre σ_1 et σ_3 avant l'exploitation, et donc la direction de cette contrainte σ_1 . Une seconde remarque que nous pouvons faire sur la fiabilité de cette étude est l'hypothèse selon laquelle un tenseur des contraintes unique suffirait à expliquer la sismicité de Lacq. L'hypothèse d'un champ de contraintes homogène est la condition nécessaire à l'inversion de tenseur des contraintes [Rivera and Cisternas, 1990]. L'alternative de découpage en plusieurs zones ne permet pas d'obtenir suffisamment de polarités pour une inversion fiable [Rivera and Cisternas, 1990].

De façon indépendante, des modèles analogiques de déformation du réservoir ont été réalisés [Odonne et al., 1997, Odonne et al., 1999]. Ces modèles ont consisté dans un premier cas au dégonflage d'un ballon de latex et dans un second à la décroissance de la pression de pore au sein de sables non compactés. Le mouvement principal est une déformation en compression selon des failles inverses très verticalisées (figure 2.11).

Dans ces modèles, ces seules failles permettent à la fois la déformation verticale au centre et la déformation horizontale sur les flancs. Il se forme une "cloche" de symétrie cylindrique et les failles inverses convergent. Odonne a synthétisé le modèle de déformation [Odonne et al., 1999] en mettant à jour celui de Segall [Segall, 1989]. Ces modèles sont présentés dans la figure 2.12.

Les dernières études réalisées sur la sismicité de Lacq concernent la fracturation induite par la sismicité de Lacq [Volant et al., 1992, Volant and Grasso, 1994, Lahaie and Grasso, 1999]. Ces travaux reposent sur l'étude des coefficients b (valeur de la pente de la distribution fréquence-magnitude des séismes) et D (dimension de la corrélation spatiale), paramètres d'échelle de la sismicité. Les informations portées par l'étude conjointe de ces deux paramètres concernent respectivement la taille et l'agglomération des séismes. Le coefficient b informe sur la distribution fréquence-magnitude de ces séismes et le paramètre D donnera des informations sur le caractère diffus ou aggloméré des séismes. Ces deux coefficients su-

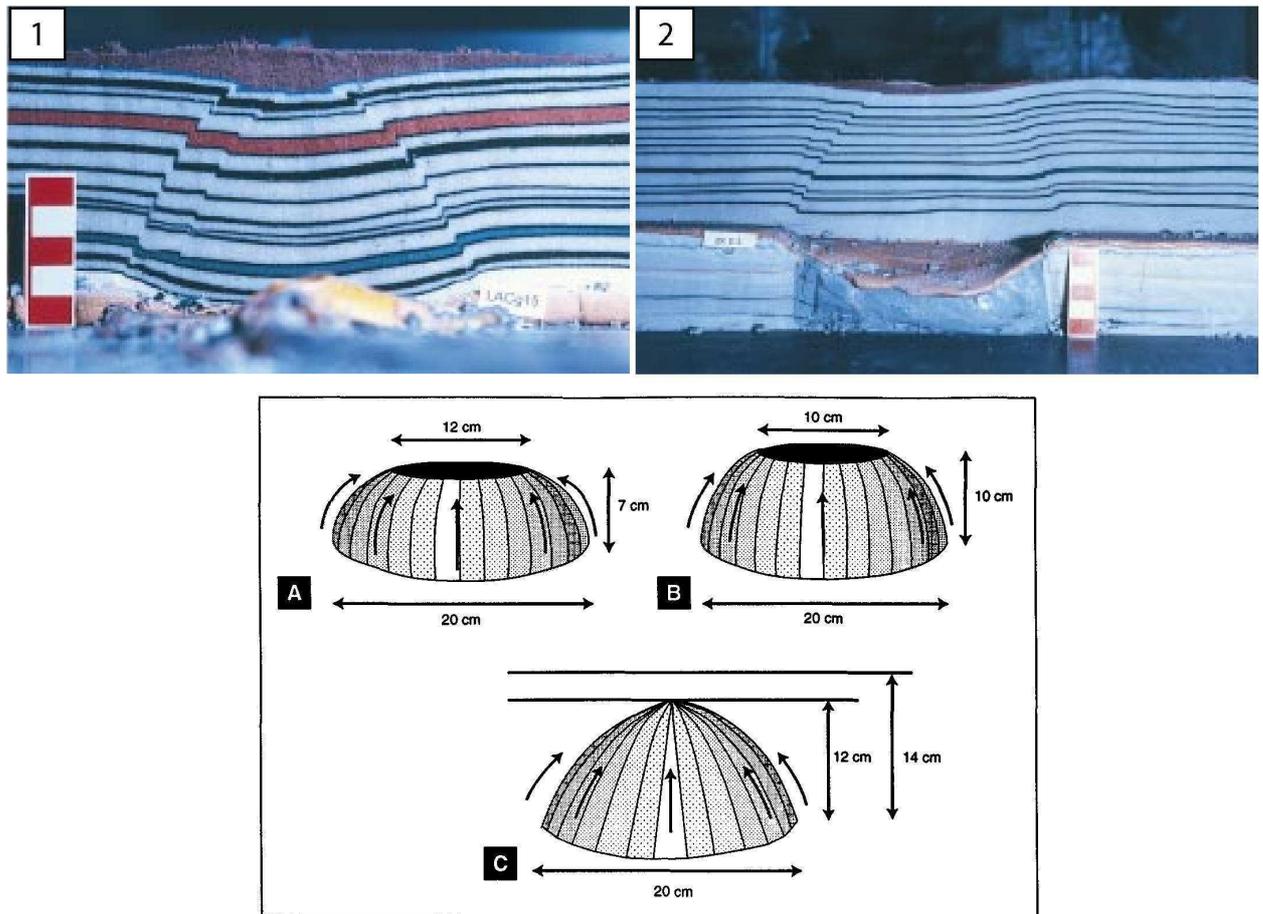


FIG. 2.11 – Modèle analogique de déformation, d'après [Odonne et al., 1999]. La déplétion est modélisée (1) par le dégonflage d'un ballon et (2) par la diminution de la pression de pores. Les grandes failles inverses à fort plongement forment une cloche. Si l'épaisseur de roche au dessus du réservoir est importante, les failles inverses se rejoignent (c).

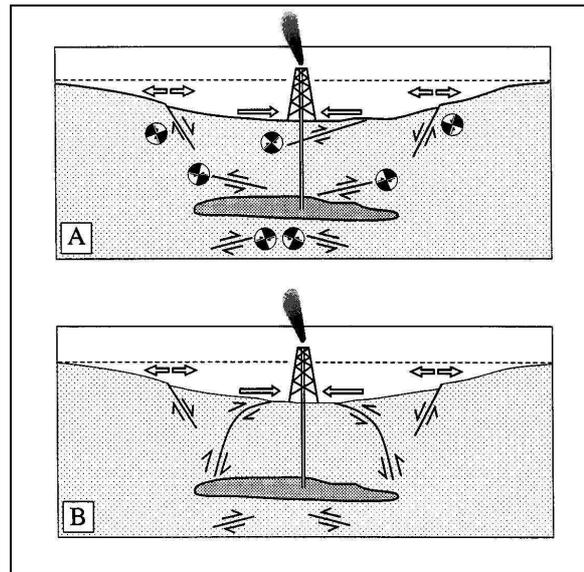


FIG. 2.12 – Modèle conceptuel de déformation représentant les déformations de surface, les failles et les mécanismes aux foyers théoriques selon (A) Segall et (B) Odonne, d'après [Odonne et al., 1999]. Les deux modèles expliquent les déformations de surface mesurées ainsi que les mécanismes aux foyers. Le modèle de Segall ne montre que des failles à plongement vers le centre du réservoir alors que le modèle d'Odonne s'accommode de la forme en cloche avec des plongements opposés pour les failles inverses majeures.

bissent une forte variation entre 1986 et 1988. Il s'agit de la période qui suit la chute du taux de production du gisement. En considérant que le gisement subit une variation de contrainte poroélastique, la baisse du taux de production a engendré entre 1986 et 1988 une diminution de la contrainte estimée de $4.5 \times 10^{-3} \text{MPa}/\text{An}$ à $1.5 \times 10^{-3} \text{MPa}/\text{An}$. Cette chute de contrainte est temporellement corrélée à une augmentation nette des valeurs de b et D . L'interprétation réalisée est le passage du comportement de la sismicité d'un régime de séismes agglomérés à un régime diffus. Parallèlement, les événements suivent une baisse de magnitude. Le régime est donc passé d'un comportement plutôt fragile à un comportement plutôt ductile avec cette baisse de la contrainte. Ce comportement est totalement similaire à celui de roches en laboratoire.

Au delà de l'observation de cette variation temporelle, il existe une implication très importante pour les pétroliers. La corrélation entre sismicité induite et augmentation de la productivité a été proposée pour expliquer les résultats observés à Lacq en dépit de la baisse de pression de pore [Massonat and Rolando, 1997]. Le comportement classique d'un gisement est une baisse de la perméabilité et donc de la productivité au cours du temps. Ceci est expliqué par la diminution de la pression de pore entraînant une diminution de la perméabilité selon une relation simple. Le cas de Lacq est inattendu, car la productivité des puits a augmenté avec le temps. La mesure de la productivité n'a été effectuée que sur certains des puits, mais les résultats sont identiques et l'interprétation réalisée est une augmentation de la perméabilité. La relation entre fracturation et augmentation de la perméabilité est complexe. Selon Lahaie, le changement de régime de production en 1985 a permis le cas idéal pour la productivité, bien que involontairement [Lahaie et al., 1998, Lahaie and Grasso, 1999]. La première génération de séismes, associée à la période de production importante, montre un caractère très aggloméré d'évènements importants. C'est le cas idéal pour permettre une

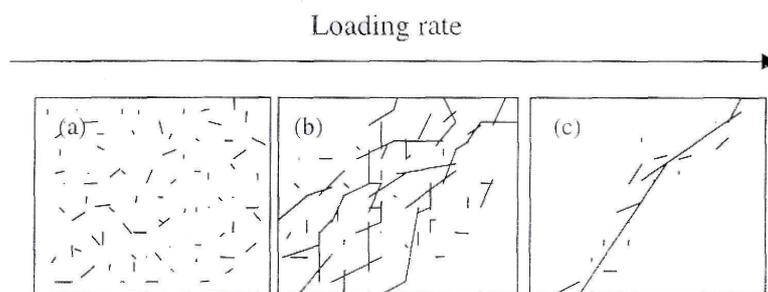


FIG. 2.13 – Motifs de fracturation (a) ductile, (b) intermédiaire et (c) fragile. Le cas de Lacq serait assimilable à (b) où deux générations de fracturations se sont succédées. C'est ce comportement mixte qui expliquerait la bonne productivité actuelle du gisement. D'après [Lahaie and Grasso, 1999].

connectivité forte entre les différentes zones du gisement et éviter ainsi le confinement des lentilles de gaz. Ensuite, la baisse du régime de production et de la perturbation de contrainte modifie la sismicité vers un caractère plus diffus de petits évènements, permettant ainsi un drainage plus important du gaz. Grâce à ce double phénomène, les zones proches des amas de grands évènements sont caractérisées par des connectivités très importantes et des perméabilités importantes et le gaz des zones plus saines a dans un second temps été drainé par les petites fractures diffuses. Il est évident qu'une densité minimale et une longueur minimale de fractures sont nécessaires pour atteindre le seuil de percolation et ainsi réellement drainer ces zones. C'est la différence principale observée entre la partie ouest et le reste du réservoir, dans lequel la fracturation n'a jamais dû être suffisante (petite fracture car déformation asismique) pour atteindre ce seuil. Cependant, il est important de noter qu'aucune prise en compte de variation spatiale n'a été envisagée dans cette étude. Ainsi, la totalité du réservoir est considérée comme relativement homogène et évoluant dans le temps avec deux périodes bien distinctes de mode de déformation : de grandes fractures agglomérées et de petites fractures diffuses. Dans la figure 2.13, le premier motif (figure 2.13a) de fracturation est de type ductile, le dernier (figure 2.13c) est de type fragile, et la figure 2.13b représente le cas intermédiaire que l'on retrouve à Lacq [Lahaie and Grasso, 1999] grâce à une première période de type fragile suivi d'une période de type ductile.

Deuxième partie

Traitement des données sismologiques

Chapitre 3

Pointé Automatique

La détection et le pointé des ondes P et S de façon automatique sont devenus des standards de l'environnement sismologique. Utilisé pour l'exploitation d'immenses bases de données ou bien pour les localisations préliminaires en urgence d'évènements enregistrés en observatoire, le pointé automatique (PA) n'a pas pour vocation de remplacer l'analyse humaine, mais simplement de gagner du temps. À ces fins, de nombreuses techniques ont été proposées pour la détection, le pointé ou la classification [Withers et al., 1998].

La stratégie d'un algorithme de PA indépendant, c'est-à-dire utilisé de manière autonome, pourrait se classer dans l'une des deux familles suivantes. La première famille est l'utilisation d'un PA dédié et donc adapté à un problème unique. Bien que performant, l'inconvénient de cet outil est que son utilisation est limitée à un réseau. En poussant ce raisonnement à l'extrême, plus un programme est dédié, plus il est performant sur une petite gamme de signaux. C'est-à-dire qu'il est possible qu'il ne soit adapté qu'à certaines stations d'un réseau et non à toutes. La seconde famille est l'utilisation d'un programme généraliste et adaptable à tout type de sismicité, la limitation étant alors la qualité des pointés. Désireux d'obtenir les avantages des deux, la stratégie que nous avons choisie pour l'élaboration d'un PA fiable est la combinaison d'un algorithme de PA généraliste et adaptable avec un processus d'optimisation de ses paramètres de calcul. Après un nettoyage de la base de données, nous choisirons et généraliserons une méthode de PA. Nous déterminerons ensuite les paramètres optimaux de PA grâce à un processus d'optimisation.

3.1 Nettoyage de la base de données 1974-1997

Nous avons décidé de mettre à jour toutes les données disponibles. Il n'a pas été possible de récupérer les formes d'ondes enregistrées avant 1989, mais nous avons récupéré toutes les données (IPGS et LGIT) depuis 1989. Nous avons détecté plusieurs anomalies dans la base de données de pointés et de sismogrammes. Après estimation de la fréquence d'occurrence de ces anomalies, nous avons décidé de remettre totalement à jour la base de données. Il apparaît en effet que près d'un tiers des données dont nous disposons est caractérisé des anomalies liées à des problèmes d'archivage, de mise en commun des données ou de pointés. Les deux dernières années d'enregistrement n'ont de plus pas été pointées. Nous allons donc tout d'abord pratiquer un nettoyage de la base de données complète avant de réfléchir aux pointés.

3.1.1 Période 1974-1990

De 1974 à 1990, le réseau IPGS est le seul mis en place. Basés sur une horloge unique, les sismogrammes de ce réseau sont totalement fiables lorsqu'elles sont utilisées de manière autonome. Après des vérifications effectuées sur la période 1989-1990 (dont nous possédons les formes d'ondes) aucune anomalie n'a été détectée dans les pointés. Les seules informations restantes entre 1974 et 1988 sont les pointés d'ondes P des séismes et quelques polarités. Ces données ne pouvant pas être vérifiées et mises à jour (1974-1988), elles ne pourront être utilisées que telles quelles dans la localisation de la sismicité et la détermination des mécanismes au foyer.

3.1.2 Mise en commun des réseaux pour la période 1991-1997

La mise en place du réseau LGIT en 1991 a permis de plus que doubler le nombre de stations dans la région de Lacq. Cependant, les deux réseaux ne sont pas basés selon le même principe. Le réseau IPGS est à horloge unique alors que toutes les stations du réseau LGIT sont indépendantes. La mise en commun des informations est une opération délicate et plusieurs phénomènes peuvent être à l'origine d'anomalies diverses. Nous disposons de près de 8000 sismogrammes regroupés en plus de 3000 évènements. Tous les cas possibles de récupération des données sont énoncés ci-après :

- Le cas le plus souvent rencontré est celui d'un évènement enregistré sur un seul réseau (exemple dans la figure 3.1), que ce soit le réseau IPGS ou LGIT. Lorsque cette information est vérifiée (pas de doublons sur l'autre réseau), il s'agit du cas le plus simple à gérer : aucune mise en commun n'est à effectuer. Il est tout de même important de noter que de nombreuses erreurs d'archivage des temps d'enregistrement existent. Pendant les premières années de fonctionnement du réseau IPGS, une proportion non négligeable des séismes (un sur cinq) est archivée avec des temps d'horloge douteux : 23h59mn. Les enregistrements n'ayant aucun décalage en relatif, cette incertitude sur le temps absolu dans la journée ne pose pas de problème pour la localisation, à la condition que les enregistrements ne soient pas mis en commun avec l'autre réseau. La technologie du réseau LGIT étant quant à elle basée sur des stations indépendantes, des erreurs de t_0 relatifs existent entre chaque station du réseau. Qu'il s'agisse d'une erreur de lecture GPS, d'une dérive importante de l'horloge entre deux mesures GPS, ou bien d'une erreur de numérisation ou archivage, les temps d'enregistrement semblent totalement faussés dans certains cas (10%) et ceci de manière complètement aléatoire. Lorsque les horloges ne semblent pas correctes pour certaines stations, le pointé est toujours éliminé pour les stations douteuses (poids 4 dans les critères classiques de localisations) mais la polarité conservée.

- Un autre cas observé est celui d'un évènement enregistré simultanément sans erreur sur les deux réseaux. Il s'agit du cas parfait de mise en commun, mais cependant très rare. Afin de vérifier que les horloges sont bien cohérentes, l'évènement est localisé pour chacun des deux réseaux indépendamment. Un temps d'origine du séisme est calculé dans les deux cas et lorsque la différence est convenable ($<0.1s$), les deux réseaux sont mis en commun. Le cas contraire (différence de t_0 trop importante) est traité ci-après. Le choix d'un écart $<0.1s$ est justifié par une particularité assez marquée du comportement des horloges : les différences de t_0 mesurées, lorsqu'elles ne sont pas négligeables, représentent plusieurs secondes ou dizaines de secondes. La distinction est donc simple car les erreurs sont toujours $> 3 s$.

Un seuil bas (0.1 s) a donc été appliqué pour éviter les forts écarts. Cette caractéristique des écarts mesurés de t_0 (toujours $< 0.1 s$ ou $> 3 s$) fait penser que les erreurs observées ne

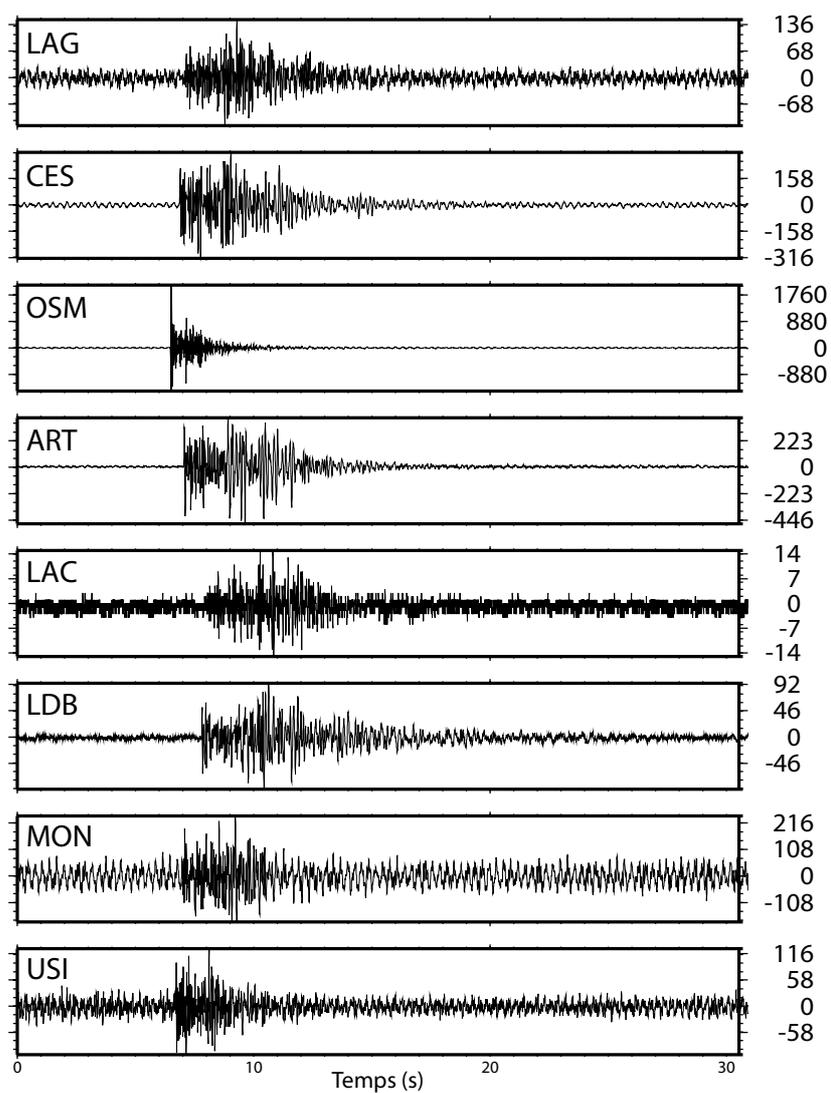


FIG. 3.1 – Enregistrement d'un séisme (1989/06/22 - 02h30) par le réseau IPGS uniquement.

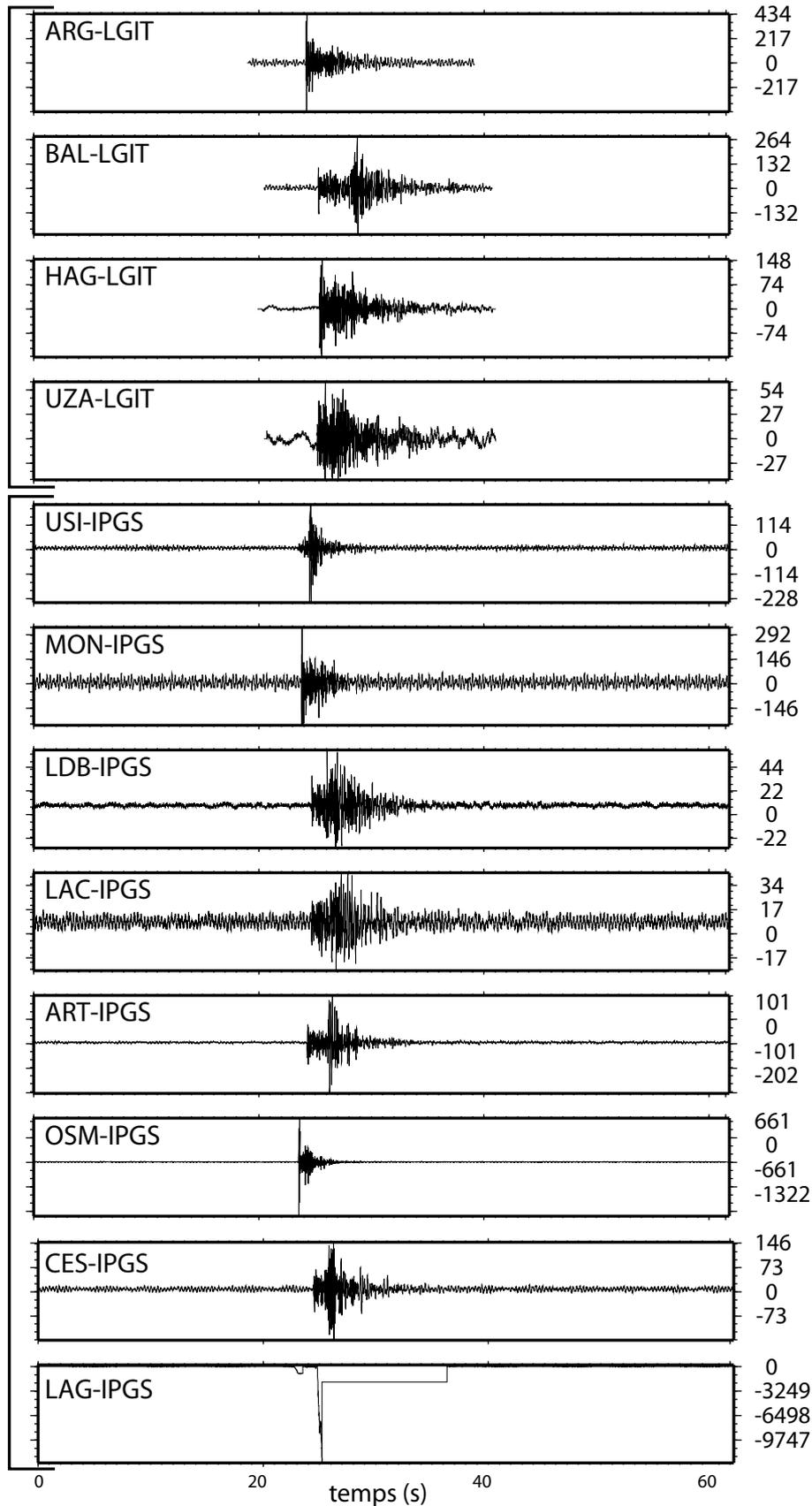


FIG. 3.2 – Enregistrement d'un séisme (1996/01/14 - 21h07) par les deux réseaux sans décalage. La différence entre les t_0 calculés à partir de deux localisations préliminaires pour chacun des deux réseaux est < 0.1 s et considérée comme nulle.

| période | nombre d'évènements | nombre de traces disponibles | nombre de pointés |
|-----------|---------------------|------------------------------|-------------------|
| 1974-1988 | 859 | 0 | 4819 |
| 1989-1997 | 862 | 7887 | 6173 |
| total | 1721 | 7887 | 10992 |

TAB. 3.1 – Base de données de sismogrammes.

sont pas dues à des dérives d'horloges, mais plutôt à des erreurs de lecture du temps absolu (GPS pour les stations LGIT). En effet, l'écart peut-être inexistant entre deux stations pour un évènement, et de quelques dizaines de secondes pour un évènement ayant lieu quelques minutes plus tard. Ce comportement a été vérifié sur la totalité de la base de données, en particulier avec des évènements de forte magnitude (sans ambiguïté) enregistrés sur les deux réseaux. Lorsqu'une différence des t_0 est $< 0.1s$, nous considérons qu'aucune erreur de lecture du temps absolu ou de l'archivage n'a eu lieu.

- Le cas le plus délicat à traiter est un évènement enregistré par les deux réseaux avec un décalage (exemple dans la figure 3.3). Ces doublons peuvent causer un important biais sur les localisations des séismes selon leur nombre. Un décalage d'horloge est simple à mettre en évidence pour les séismes de forte magnitude, pour lequel l'ambiguïté est faible ; car ces évènements sont nécessairement enregistrés par les deux réseaux et il est aisé de les distinguer des autres. Par contre, plus les magnitudes sont faibles, plus l'ambiguïté est forte : il devient difficile de faire la distinction entre (i) deux séismes différents mais proches en temps et enregistrés chacun sur un réseau et (ii) un seul séisme enregistré par les deux réseaux avec un décalage d'horloge. Dans le doute, la correction a été la même que pour les cas évidents : un seul groupe d'enregistrement est conservé. Nous avons choisi à chaque fois le réseau caractérisé par un plus grand nombre d'enregistrements. Plus de 500 "faux séismes" (doublons) ont ainsi été repérés et éliminés. Notons que dans les études précédentes, ces doublons étaient localisés et considérés comme des séismes à part entière.

- Enfin, un trait caractéristique de cette base de données est le manque d'homogénéité dans les pointés. Il existe des lacunes de pointés ou des erreurs et le nombre et la qualité des temps d'arrivées des P sont très hétérogènes. De plus, les deux dernières années de surveillance (1996-1997) n'ont simplement pas été exploitées.

Ce nettoyage de la base de données a été réalisé manuellement, au cas par cas. Cette étape a permis l'élimination de plus de 500 doublons et l'ajout de près de 700 séismes non pointés. La base de données épurée représente une collection de plus de 1721 évènements localisables (tableau 3.1).

Cette base de données sûre est composée à plus de 90 % par les enregistrements du réseau IPGS. Ceci s'explique par plusieurs raisons. (i) La période de surveillance est de 23 ans pour l'IPGS et seulement 7 ans pour le LGIT. (ii) Les stations du LGIT sont assez éloignées des hypocentres et la plupart des évènements de faibles magnitudes n'ont pas été enregistrés par ce réseau. La magnitude de coupure des séismes enregistrés par le réseau IPGS est estimé à $M_l = 1.5$, alors qu'elle est estimée à 2.2 pour le réseau LGIT. (iii) Dans la plupart des cas de repérages de doublons, le réseau enregistrant les séismes avec le plus de stations était principalement le réseau IPGS (stations plus proches des foyers). De plus, les stations sont situées dans des zones beaucoup mieux contraintes du modèle de vitesse. Ce sont donc dans ce cas les stations du LGIT qui sont évincées.

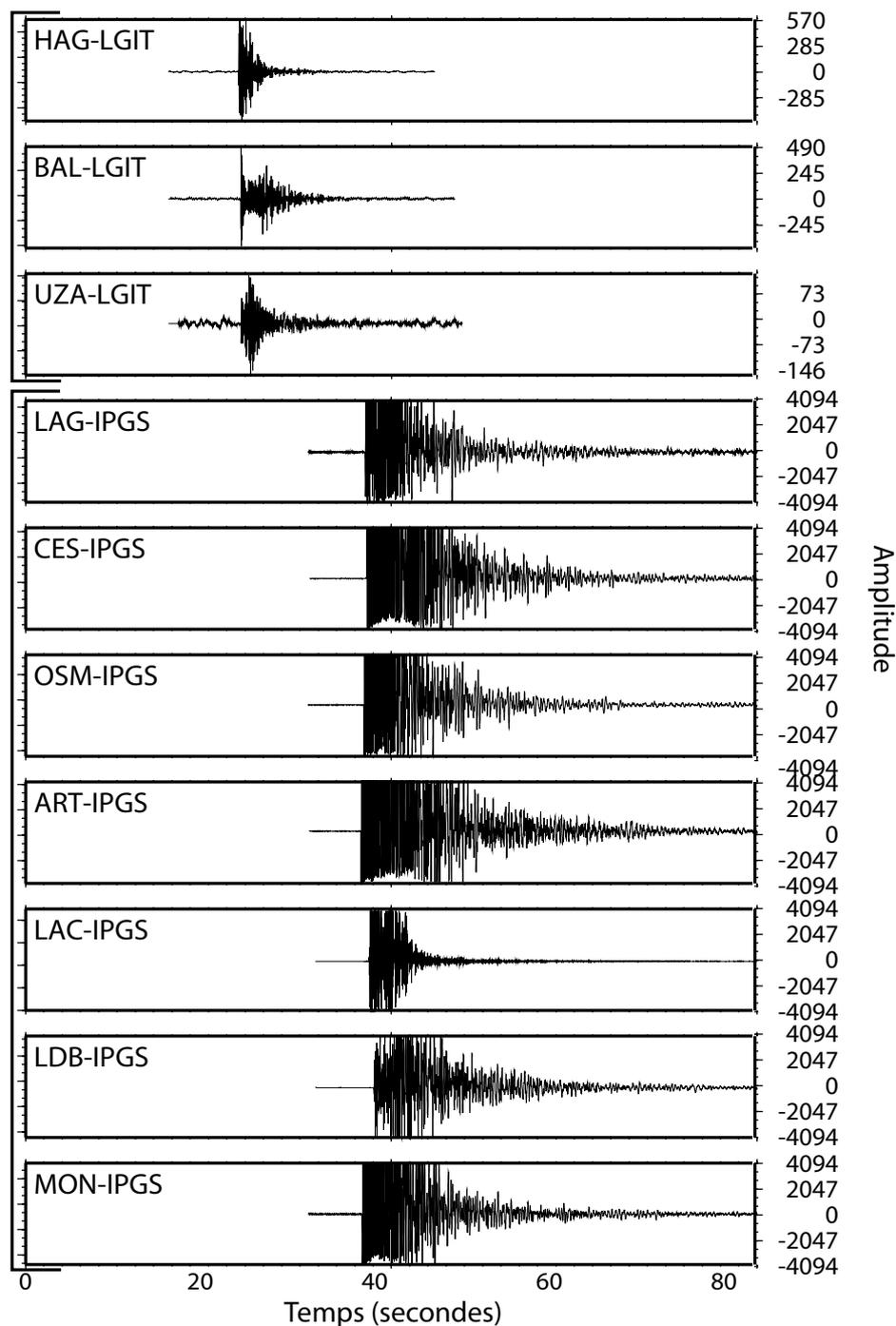


FIG. 3.3 – Enregistrement d’un séisme (1992/06/20 - 02h35) par les deux réseaux avec erreur d’horloge : décalage entre les stations du réseau LGIT et les stations du réseau IPGS. Nous noterons en particulier le second de très forte amplitude et apparemment non détecté par le premier réseau, preuve d’une erreur d’horloge. Pour information, un évènement de forte amplitude est détecté quelques minutes plus tard sur le réseau LGIT.

Néanmoins, il est important de noter que les stations du réseau LGIT localisées autour du gisement de Meillon-St Faust ont enregistré de nombreux petits évènements, non détectés par le reste du réseau. Leur localisation est donc plutôt difficile.

Une seconde remarque importante est qu'il n'existe qu'une seule station 3 composantes permettant le pointé des ondes S.

Le nettoyage de la base de données, les pointés inexistantes (lacunes, années 1996-1997), ainsi que toutes les erreurs de pointé dues à l'archivage des données (décalage « rond » d'une minute lié au changement de minute, etc...) rendent de trop nombreuses données inexploitables en l'état. De plus, les polarités n'ont été que rarement relevées, limitant très fortement le nombre de mécanismes au foyer exploitables. Il est devenu nécessaire de repointer les ondes P (et S pour la station 3 composantes) de tous les évènements. Pour ceci, nous avons décidé de mettre au point un algorithme de PA optimisé pour ces données.

3.2 Programme de Pointé Automatique initial

Le choix du PA que nous allons utiliser se fera selon le meilleur compromis entre fiabilité et simplicité/rapidité. Parmi tous les PA proposés, il est possible de classer les différentes approches selon les critères proposés par Withers [Withers et al., 1998] :

- analyse temporelle
- analyse fréquentielle
- analyse de mouvements de particules
- analyse des formes d'ondes

Withers a montré que la faible amélioration du pointé apporté par les méthodes les plus exotiques (les trois dernières) ne justifie pas l'investissement nécessaire à leur élaboration. En effet, les pointés en domaine temporel sont naturellement plus simples d'implémentation et plus robuste. La qualité première que nous demandons à un PA étant une facilité/rapidité d'utilisation et une grande stabilité, il a donc paru justifié de travailler en domaine temporel. La plupart des PA sont d'ailleurs implémentés en domaine temporel, quel que soit la mesure physique effectuée. Les différentes mesures vont du simple calcul de l'énergie [Allen, 1978, Earle and Shearer, 1994] à des techniques beaucoup plus complexes, comme le calcul du "Akaike information criteria" (AIC) de la transformée en ondelettes du sismogramme [Zhang et al., 2003, et toutes les références citées].

Notre choix de méthodologie s'est donc porté sur la méthode la plus simple et la plus rapide à mettre en oeuvre afin de suivre notre "cahier des charges" du PA : le calcul de l'énergie en domaine temporel.

Pour des raisons de mise à disposition des programmes et de la collaboration avec le développeur, nous avons décidé d'utiliser puis d'améliorer une version de l'algorithme de Gaillot [Gaillot, 2000]. Ce programme est caractérisé par une adaptabilité à toute échelle de sismicité. La stratégie de base adoptée par ce programme est classique et robuste car résultant du calcul du rapport STA/LTA du sismogramme. Le calcul du rapport STA/LTA (Short Term Average/ Long Term Average) a été introduit par Allen en 1978. L'objectif du calcul de ce rapport est de détecter temporellement une rupture dans le signal. Cette technique calcule le rapport glissant entre la moyenne calculée sur une courte fenêtre (STA) par rapport à la moyenne calculée sur une longue fenêtre (LTA) (figure 3.4), ceci pour chaque échantillon d'une fonction caractéristique du sismogramme. Cette fonction caractéristique peut-être le module, l'enveloppe, etc du sismogramme. Les deux fenêtres (STA incluse dans LTA) glissent simultanément. Une onde sismologique est détectée lorsque le rapport dépasse un certain seuil (THR) : c'est à dire quand l'énergie moyenne dans la petite fenêtre en avance

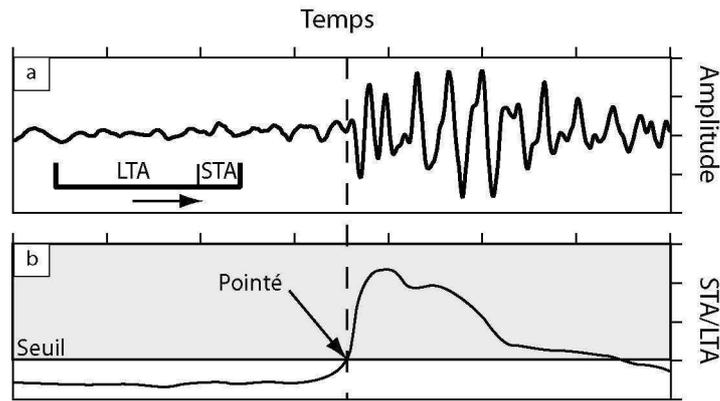


FIG. 3.4 – Calcul du rapport STA/LTA : (a) sismogramme sur lequel glissent les deux fenêtres STA et LTA ; (b) rapport STA/LTA en temps ; lorsque le rapport dépasse un seuil prédéterminé, on relève le pointé.

(STA) devient beaucoup plus fort que la fenêtre de bruit (LTA). Nous pouvons déjà remarquer que pour le calcul d'un simple rapport STA/LTA, trois paramètres variables sont déjà introduits : longueur en temps de STA et de LTA et valeur en amplitude de THR (seuil). Il est désormais nécessaire de définir la fonction caractéristique sur laquelle sera calculé le rapport STA/LTA.

Le signal est filtré grâce à l'extraction d'une fréquence unique, notée FRE, à partir d'une transformée en ondelettes continue. L'avantage de l'utilisation d'un filtrage en ondelettes au lieu d'un filtre passe-bande conventionnel est l'adaptabilité de la fonction mère. En effet, une grande liberté existe dans le choix de la fonction d'analyse (ondelette mère). En utilisant cette méthode de filtrage par ondelette, un nouveau paramètre est introduit : la fréquence extraite FRE (Hz) d'un sismogramme avant calcul du rapport STA/LTA.

En théorie, la valeur d'analyse FRE doit être équivalente à la fréquence dominante de l'onde P du sismogramme (par exemple : de 15 à 40 Hz pour les stations de Lacq). En pratique, une valeur surestimée de la fréquence d'extraction ($\times 1.5$) permet une meilleure détection (plus de précision en temps).

Afin de pouvoir distinguer et pointer des sismogrammes de localisations différentes - et donc d'atténuations fréquentielles différentes, trois analyses successives sont réalisées. Le calcul du rapport STA/LTA d'une fonction caractéristique à la fréquence FRE est réalisé trois fois, pour trois fréquences FRE différentes. Le but de cet algorithme est à l'origine de pouvoir pointer avec un seul outil des télé-séismes, des séismes régionaux et des séismes locaux. Si la détection n'a pas été réalisée à la plus haute des trois fréquences, le calcul du rapport STA/LTA est effectué pour la fréquence inférieure, et ainsi de suite. Si aucune détection n'a été réalisée pour l'une des trois fréquences, le pointé est avorté. Chacune de ces trois analyses est réalisée indépendamment. Ce sont donc trois jeux de paramètres qui sont à déterminer.

3.3 Amélioration du Pointé Automatique

Le but des améliorations que nous voulons apporter à ce programme est d'optimiser la qualité des pointés et non d'en faciliter l'usage. En effet, l'optimisation des paramètres du programme sera réalisée ensuite de manière automatique. Nous n'avons donc pas tenté de

limiter le nombre de ces paramètres. Le programme réalise toujours trois analyses successives. À l'origine, ces trois analyses servaient à pointer des séismes lointains, régionaux et locaux. Désormais, les trois analyses seront dédiées aux séismes locaux, avec trois fréquences d'analyses différentes dans le but d'être adaptées à tous les événements. Nous parlons ici de séismes locaux, mais le choix des fréquences d'analyse permet de travailler sur toutes les échelles de sismicité.

Pour chacune de ces trois analyses, neuf variables différentes permettent une optimisation locale de la détection et du pointé d'un sismogramme :

FRE : Fréquence d'extraction pour l'onde P

STA (Short Term Average) : Fenêtre courte

LTA (Long Term Average) : Fenêtre longue

coefS : Rapport entre fréquence de l'onde P et fréquence de l'onde S

THP : Seuil de détection pour l'onde P sur le rapport STA/LTA

THS : Seuil de détection pour l'onde S sur le rapport STA/LTA

TH2 : Seuil de pointé sur le rapport STA/LTA

PS-min : Temps minimal attendu entre onde P et onde S

PS-max : Temps maximal attendu entre onde P et onde S.

Plusieurs paramètres sont dédiés au pointé des ondes S. La technique utilisée est d'appliquer un facteur d'échelle pour l'extraction des paramètres de pointé. L'algorithme est donné dans la figure 3.5. Chacun de ces neuf paramètres nécessite une valeur différente pour chacune des trois analyses. Il existe donc 27 valeurs à déterminer pour réaliser un PA. Pour plus d'efficacité, le PA est réalisé indépendamment pour chaque station. En effet, chacune d'entre elles a des attributs propres d'atténuation, d'effet de sites, ..., et les paramètres permettant un bon pointé doivent être déterminés pour chacune d'entre elles. Il est donc important de garder à l'esprit que tout le travail présenté ensuite est réalisé indépendamment sur chacune des stations (17 stations). La détermination de ces 27 paramètres devra donc être réalisée 17 fois à Lacq.

La figure 3.6 montre un cas simple de PA. La figure 3.6 a montre le signal original. Celui-ci sera préfiltré pour atténuer les anomalies qui peuvent exister. Dans la figure 3.6b, c'est l'extraction d'une fréquence unique de ce sismogramme qui est représentée. C'est le module de ce signal mono fréquentiel qui sera utilisé pour calculer le rapport STA-LTA. L'application du seuil 1 (THP) détecte l'arrivée et le seuil 2 (TH2) permet d'affiner le temps du pointé. Les pointés manuels et automatiques sont confondus dans ce cas très simple.

La figure 3.7 montre le pointé d'un signal assez bruité. L'extraction d'une fréquence unique permet de mieux faire sortir l'information, mais l'algorithme considère que le rapport STA/LTA est trop faible sur la première fréquence testée (première des trois analyses). Une seconde fréquence est testée et cette fois-ci, le pointé a lieu. Il sera donc réalisé à partir d'une fonction caractéristique plus basse fréquence et sera moins précis. Dans le cas présenté dans la figure 3.7, les pointés manuels et automatiques sont encore confondus (résidu = 0.). C'est cette stratégie de fréquence variable qui apporte la dimension multi échelle à cet algorithme de PA et permet de pointer efficacement des événements de fréquences différentes.

Comme montré dans les figures 3.5 et 3.8, il est possible que le PA ne pointe pas une trace si le seuil est trop élevé. Dans la figure 3.8, les trois fréquences sont testées avec les trois jeux de paramètres associés et aucun n'a réussi à pointer. Ce trait particulier provient de notre choix d'un PA de qualité plutôt que de quantité. En effet, nous forçons l'algorithme à pointer avec une incertitude faible et à éviter de pointer dans le cas contraire, à la différence d'une stratégie de "pointé à tout prix".

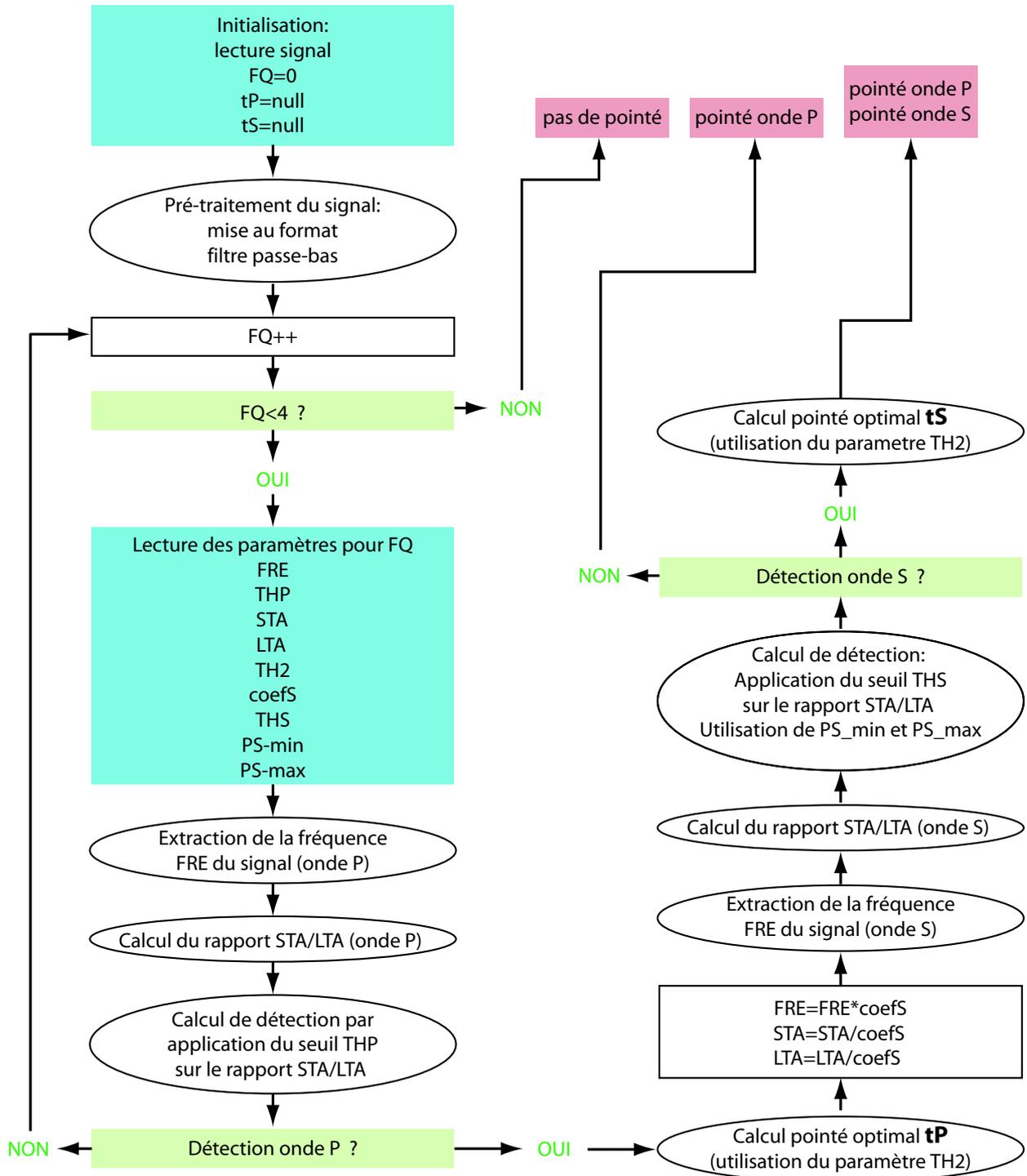


FIG. 3.5 – Algorithme du Pointé Automatique de Gaillot [Gaillot, 2000] modifié. FQ (qui prend les valeurs 1, 2 et 3) représente les 3 différentes analyses testées.

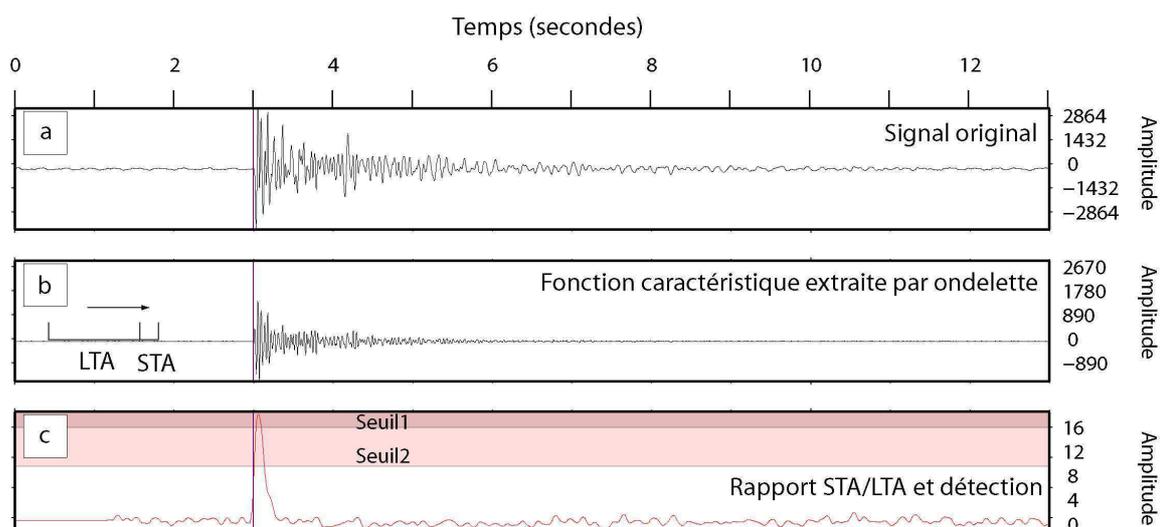


FIG. 3.6 – Pointé automatique d'un sismogramme en impétus : (a) signal original ; (b) extraction par ondelette à une fréquence unique d'une fonction caractéristique du signal ; (c) rapport STA/LTA calculé sur le module de cette extraction par ondelette et détection lorsque le rapport STA/LTA dépasse le seuil 1 (THP) ; (d) zoom temporel sur le pointé. Le seuil 2 (TH2) sert au calcul précis du pointé. Le sismogramme a été pointé sur la première bande de fréquence. Le trait bleu représente le pointé manuel et le trait rouge représente le pointé automatique (ils sont ici confondus).

Après avoir montré ces cas théoriques, nous allons maintenant voir une erreur de pointé. Lorsque la détection a lieu, les paramètres ne sont parfois pas adaptés pour bien pointer la fonction caractéristique. Dans la figure 3.9, une période sans oscillation juste après la première arrivée (qui ne dure qu'une demi-période) dérègle le rapport STA/LTA et le pointé est décalé.

Enfin, le dernier cas d'erreur de pointé provient simplement du problème d'échantillonnage en amplitude des sismogrammes utilisés. En effet, les premières stations de Lacq ont été posées en 1974 et la résolution dynamique des capteurs de l'époque était limitée, c'est-à-dire que les signaux sont souvent en créneaux. Dans la figure 3.10, nous voyons un simple paquet de bruit amplifié par l'extraction, puis le rapport STA/LTA. Un fort lissage pourrait empêcher ces détections, mais la précision du PA serait perdue. Il s'agit de l'un des cas pour lesquels aucune solution n'a été trouvée, mais limité à l'utilisation de vieux sismogrammes uniquement.

Nous avons vu comment le PA fonctionnait et que 27 paramètres étaient nécessaires. Pour la détermination de ces paramètres, il n'existe logiquement pas de combinaison efficace pour toutes les échelles de sismicité, de réseaux, voire de stations au sein d'un réseau. La propagation et les effets de site influencent grandement le contenu d'une forme d'onde. Chaque station (ou groupe de stations proches) nécessite donc une combinaison de paramètres propres à chacune. En estimant une variabilité d'au minimum 100 valeurs (variabilité sous-estimée) pour chacun des 27 paramètres, un minimum de 100^{27} combinaisons existent.

La seconde amélioration apportée est le choix d'une ondelette mère plus adaptée au PA. Dans des optiques similaires, de nombreuses ondelettes ont été "créées". L'ondelette de Daubechies est d'ailleurs l'une des références en PA de part sa nature multi échelle, car elle est caractérisée par une combinaison de contributions de fréquences différentes

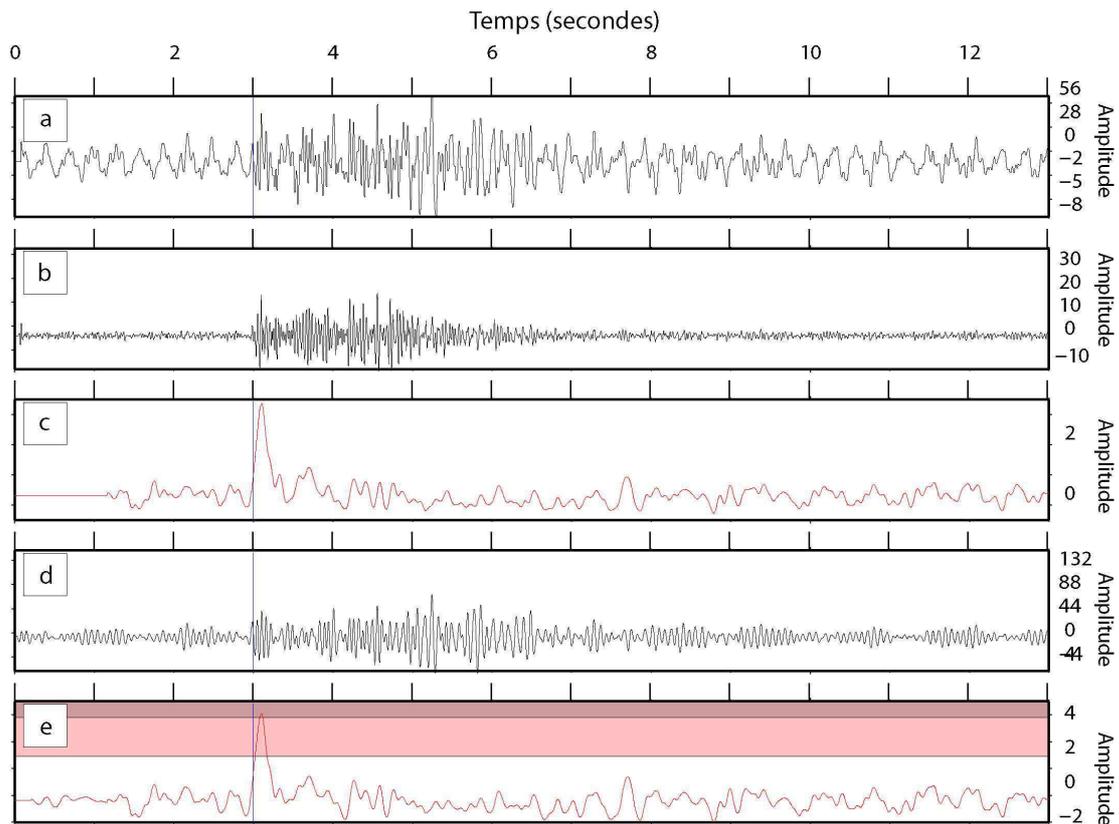


FIG. 3.7 – Pointé automatique d'un sismogramme bruité : (a) signal original ; (b) extraction par ondelette du signal à la première fréquence choisie ; (c) rapport STA/LTA calculé sur le module de cette extraction par ondelette et échec de détection avec un seuil à atteindre trop haut ; (d) extraction d'une seconde fréquence du signal et (e) détection et pointé réussi. Le trait bleu représente le pointé manuel et le trait rouge représente le pointé automatique.

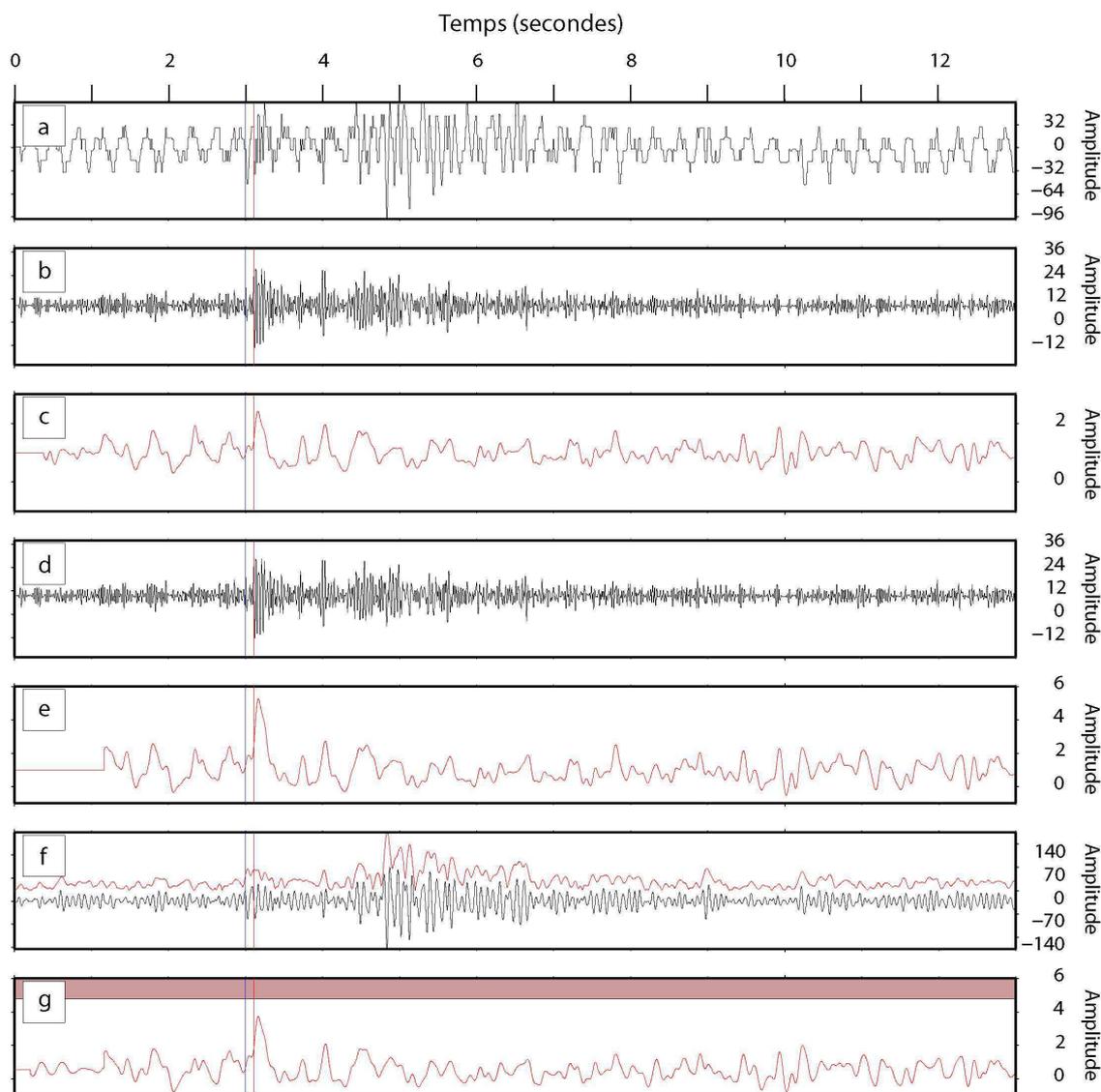


FIG. 3.8 – Pointé automatique d'un sismogramme bruité : (a) signal original ; (b) extraction à la première fréquence ; (c) rapport STA/LTA (échec de détection) ; (d) extraction à la seconde fréquence ; (e) rapport STA/LTA (échec de détection) ; (f) extraction à la troisième fréquence ; (g) rapport STA/LTA (échec de détection) ; le trait bleu représente le pointé manuel et le trait rouge représente le pointé qui aurait été réalisé si le pointé automatique avait abouti sur la dernière fréquence (e.g. si le seuil avait été plus bas).

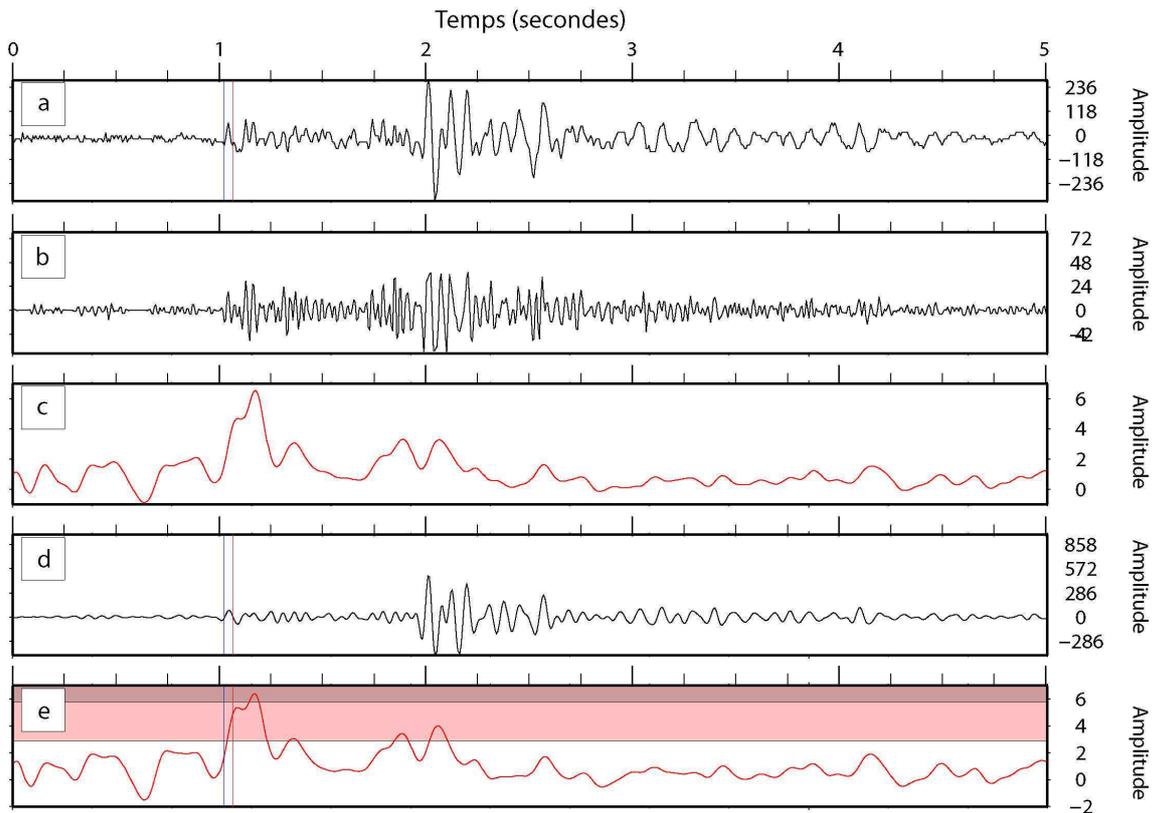


FIG. 3.9 – Pointé automatique réussi pour la seconde fréquence d'extraction et erreur de 9 échantillons ($=0.06$ sec). La faible amplitude de la première arrivée a contribué à l'erreur sur le pointé. Le trait bleu représente le pointé manuel et le trait rouge représente le pointé automatique.

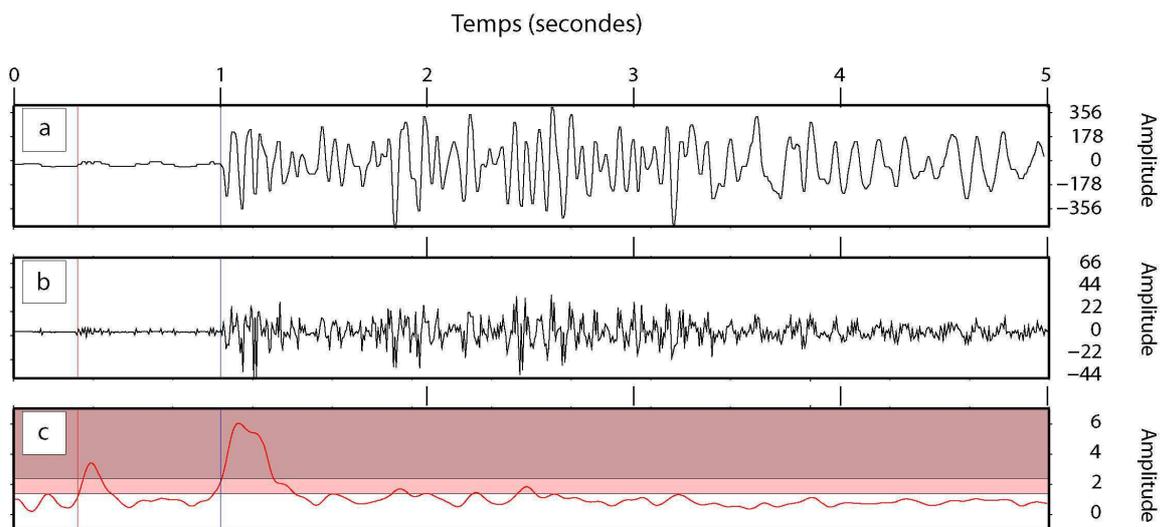


FIG. 3.10 – Pointé automatique sur du bruit avant la première arrivée. Le pic du rapport STA/LTA sur ce paquet de bruit provient de la limite de dynamique des signaux.

[Daubechies, 1992]. Cependant, l'algorithme que nous utilisons est par définition adaptable à toute échelle (plusieurs fréquences testées). Nous avons donc préféré l'utilisation d'une ondelette mère mono fréquentielle pour une précision accrue pour le pointé. Le second choix que nous devons effectuer est celui de la durée (échelle) de l'ondelette. Il existe un compromis entre la précision temporelle et la précision fréquentielle (inégalité d'Heisenberg) et le choix de l'échelle de l'ondelette est déterminant pour ce compromis [Morlet et al., 1982a, Morlet et al., 1982b]. Dans un PA, il est essentiel que la résolution temporelle soit optimale. En effet, c'est la qualité et donc la résolution temporelle d'un pointé qui reste l'objectif principal. Notre première idée se tourne donc vers le choix d'une ondelette de petite échelle (très courte en temps). De plus, nous n'avons pas d'intérêt à utiliser une ondelette trop longue rendant l'extraction fréquentielle trop exclusive (bande passante trop étroite). À la condition que la bande passante d'extraction ne soit pas trop large (ce qui rendrait inutile le principe d'extraction par ondelette), l'extraction sera adaptée à une gamme de signaux plutôt qu'à un seul signal. Nous avons donc simplement choisi une ondelette stationnaire caractérisée par une enveloppe de petite échelle (3 périodes), mais une amélioration peut être apportée très rapidement si une fonction mère semble plus adaptée.

L'algorithme de PA est utilisable à toute échelle de sismicité. Or, les 27 paramètres à déterminer dans ce programme en font un outil inutilisable en tant que tel. En effet la détermination manuelle de paramètres aptes à pointer efficacement une base de données est un travail laborieux qui fait perdre tout intérêt à un PA. Il a donc été plus que nécessaire d'introduire un processus de détermination automatique des paramètres optimaux. Pour son excellent rapport qualité/temps calcul ainsi que les qualités d'adaptation nécessaires à notre problème, nous avons choisi l'utilisation du Recuit Simulé [Kirkpatrick et al., 1983].

3.4 Optimisation par Recuit Simulé

3.4.1 Recuit Simulé classique

Avec 27 paramètres ayant chacun un grand degré de variabilité, nous pouvons imaginer l'espace des paramètres/solutions comme une surface à 27 dimensions, chacune de ces combinaisons donnant un résultat (qualité) différent. Au vu de la non linéarité du comportement du PA selon ses paramètres d'entrée, il n'existe pas une direction d'optimisation unique, mais plutôt une surface complexe, caractérisée par de nombreux maxima locaux de la fonction qualité selon les paramètres. À la différence d'algorithmes plus classiques, le Recuit Simulé (RS) est très bien adapté à ce genre de problèmes, dans lequel l'objectif est d'empêcher l'optimisation de tomber dans un maximum local (qui peut être de mauvaise qualité) et d'y rester bloquée.

Le RS a été principalement développé par Kirkpatrick (1983) puis Cerny (1985). Il s'agit d'une forme adaptée de l'algorithme de Métropolis (1953), lui même étant une adaptation de l'algorithme de Monte-Carlo. Il est possible de diviser la construction d'un RS en trois parties, avec l'introduction de l'algorithme de Monte-Carlo, puis Métropolis, et enfin recuit-simulé.

Avant d'énumérer et de décrire les trois parties principales de l'algorithme, nous rappelons la définition de :

-paramètres de PA ou solution : il s'agit des valeurs (paramètres d'entrée du PA) que l'on cherche à optimiser. Chacune des combinaisons de ces 27 paramètres nous donne un pointé d'une certaine qualité. Chaque combinaison est une solution, mais il existe en théorie une solution idéale, celle qui donne la meilleure qualité de pointé.

-score : la fonction score est le calcul de la qualité des paramètres choisis. En général, les processus d'inversions calculent un coût, qui est l'écart entre le résultat du problème direct et les valeurs mesurées. L'idée du processus itératif est donc de minimiser ce coût. Nous avons décidé d'utiliser une terminologie plus générale en considérant qu'un score est une mesure de qualité (donc à optimiser) et que le calcul de coût est un cas particulier des possibilités de calcul de score. Notons que la minimisation du coût équivaut donc à une optimisation du score. Plusieurs fonctions de calcul du score sont possibles et ce thème sera développé dans la section suivante.

L'objectif du Recuit Simulé est une maximisation de la fonction score par essais-erreurs, mais en explorant le domaine des solutions (e.g. en faisant varier les paramètres) de manière optimale.

Monte-Carlo : La base première de l'algorithme (équivalent à une itération) est une Variation Aléatoire (VA) des paramètres/solutions d'entrée du problème direct, suivi du calcul du problème direct et enfin de l'estimation d'une fonction score (ou qualité de ces paramètres choisis aléatoirement). La VA des données à inverser classe le RS dans les algorithmes de Monte-Carlo. La stratégie n'est pas de trouver une règle mathématique qui permette de converger vers le résultat, mais plutôt d'explorer la plus grande partie de l'espace des solutions. Nous avons choisi une telle stratégie car il paraît impossible de définir une règle de convergence pour un espace non linéaire à 27 dimensions. Or, l'exploration complète de cet espace étant elle aussi impossible et un déplacement aléatoire semble intéressant. La structure globale de l'algorithme est itérative, chaque itération étant la boucle décrite précédemment. Un algorithme de Monte-Carlo classique a pour vocation de conserver la nouvelle version des paramètres aléatoires si ceux-ci ont donné un score plus important qu'à l'itération précédente. Pour résumer, cette première base (Monte-Carlo) est une suite d'itérations, chaque itération étant une VA des paramètres à optimiser. À chaque itération, nous calculons le problème direct et la fonction score associée. Si le score calculé est meilleur que précédemment, le jeu de paramètres associé (solution) est conservé en tant que solution courante optimale, c'est-à-dire qu'il est désormais le meilleur jeu de paramètres et que c'est à partir de lui que les variations aléatoires auront lieu.

Métropolis : La seconde base du RS repose sur l'algorithme de Métropolis. Dans la figure 3.11, nous considérons un espace de solution à 1 paramètre en abscisse (nous en avons 27 en réalité), l'ordonnée étant la fonction score associée à ce paramètre. Nous voyons que lors du parcours aléatoire de la valeur du paramètre, il est possible de converger vers un maximum local de score au lieu du maximum absolu. Avec un processus d'optimisation simple de Monte-Carlo, lorsque la VA a convergé dans la région d'un maximum local du score (A, C ou D dans la figure 3.11), la suite du processus d'amélioration restera bloqué dans cette région et optimisera jusqu'au maximum local au mieux. L'algorithme de Métropolis introduit une notion aléatoire au sein des itérations, afin de ne pas converger vers une solution peu satisfaisante. L'idée est la suivante : si une itération donne un meilleur score que l'itération précédente, les paramètres courants sont nécessairement conservés (comme Monte-Carlo). Cependant, si l'itération donne un score inférieur ou égal, il existe une certaine probabilité de conserver ces paramètres. C'est cette caractéristique d'acceptation d'une combinaison moins efficace qui est la meilleure solution contre le blocage des paramètres dans la région d'un maximum local de l'espace des paramètres. Ainsi, dans la figure 3.11, avec un algorithme de Métropolis caractérisé par une probabilité d'acceptation de 50%, si le paramètre est bloqué au niveau d'un maximum local, il existe 50 % de chance à chaque itération qu'il puisse

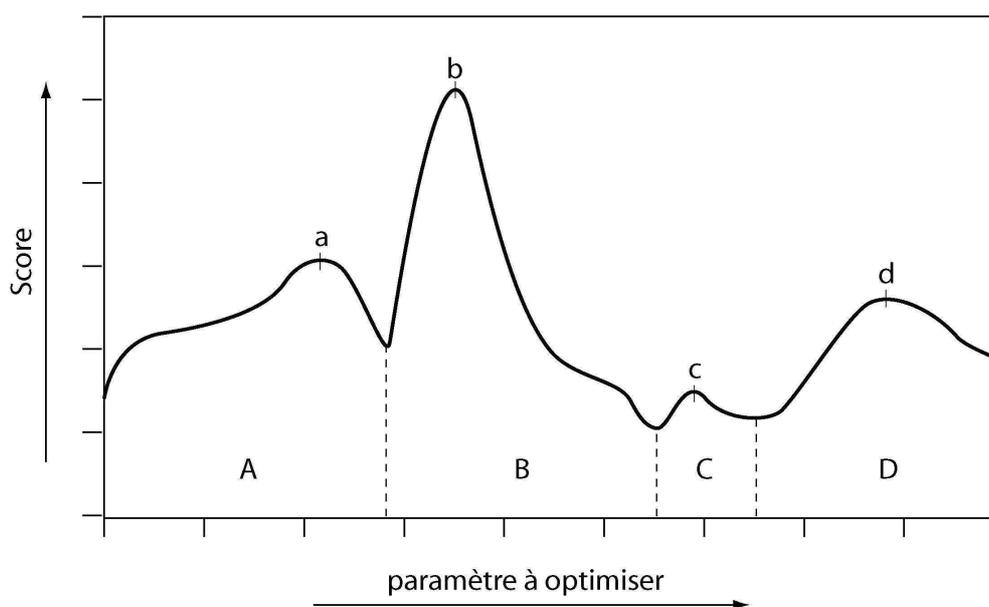


FIG. 3.11 – Exemple de fonction score en fonction d’un paramètre. L’exploration selon Monte-Carlo est le choix d’une valeur aléatoire du paramètre en optimisation (marche aléatoire). Avec une seule dimension (paramètre) il est possible d’avoir plusieurs régions possibles liées à un maximum local du coût (A,B,C,D), pour un seul maximum absolu (b). L’exploration selon Monte-Carlo avec optimisation simple risque de converger vers l’une des “mauvaises” régions, (par exemple A) et optimiser le minimum local de cette dépression (par exemple a). L’exploration selon Métropolis permettra de sortir d’une telle région et explorer B. Avec un espace à 27 dimensions, la complexité de la fonction coût rend impossible une exploration complète et la méthode de Métropolis devient indispensable.

sortir de cette région de maximum local et explorer le reste de l’espace des solutions. Il est important de noter qu’au final, le défaut de l’algorithme de Métropolis est que, après la localisation de la région du maximum absolu, la localisation de ce maximum absolu au sein de cette région n’est pas idéale. Bien que apte à trouver la meilleure région, l’algorithme de Métropolis est aussi apte à en ressortir. L’optimisation finale, qui permettrait d’atteindre le maximum de la meilleure région (donc le maximum absolu) n’est généralement pas aboutie. La résolution du problème est apportée par la troisième et dernière propriété du RS.

Recuit Simulé : La troisième et dernière base du RS est son analogie avec la thermodynamique. Pendant un refroidissement, l’agitation atomique (ou probabilité de changer) diminue avec la température. L’agitation atomique peut se traduire par la capacité des molécules à s’enlever du cristal en croissance pour aller en démarrer un nouveau. Plus la température baisse, plus il est difficile pour une molécule de sortir et aller initier un nouveau cristal. L’analogie avec l’algorithme de RS est la suivante. À forte température, la probabilité P que l’algorithme accepte et conserve une solution dont le score a été moins bon est forte. Par exemple, pour les premières itérations, $P = 0.5$. Une mauvaise combinaison sur deux est conservée. À chaque itération, la probabilité diminue. Ainsi, les premières itérations permettent de localiser la région du meilleur score. C’est-à-dire que l’algorithme accepte suffisamment de mauvaises combinaisons pour explorer une grande partie de l’espace. Petit à petit, il va se focaliser sur la meilleure région. Comme la probabilité a diminué (température

plus basse), il ne sortira plus de cette région idéale et commencera une optimisation au sein de celle-ci uniquement. L'algorithme de RS est donc libre et très voyageur dans un premier temps, puis dans un second temps, il se focalise sur la meilleure solution qu'il a trouvée et l'optimise. L'algorithme du RS est donné dans la figure 3.12.

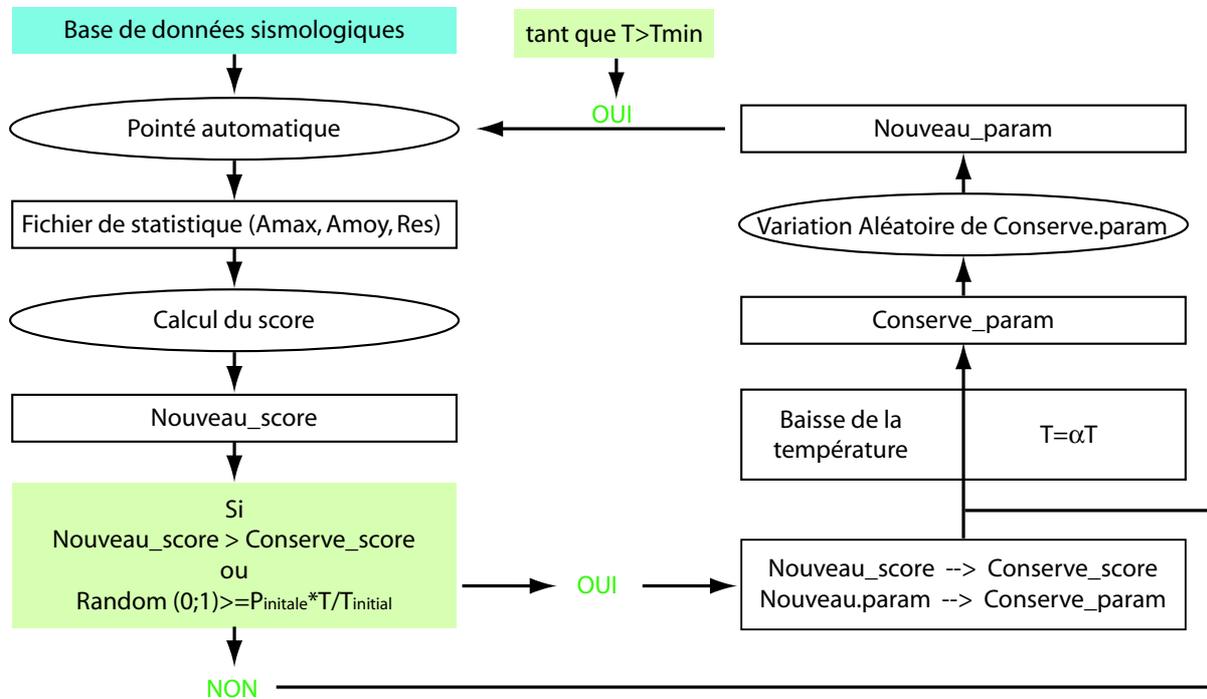


FIG. 3.12 – Algorithme du Recuit Simulé appliqué au Pointé Automatique

Les variables dans le RS sont :

T : La température est le paramètre contrôlant la décroissance de probabilité d'acceptation. Il est nécessaire d'introduire une température initiale avant décroissance. Nous avons choisi la valeur $T_{initiale} = 100$.

décroissance α : C'est le terme de décroissance de la température. Nous avons décrit la température T baissant à chaque itération i selon la contribution suivante : $T_{i+1} = \alpha T_i$ avec théoriquement $\alpha \in]0; 1[$. En pratique, les valeurs choisies sont très proches de 1 pour que la décroissance soit lente, ce qui est l'un des fondements du RS. Une valeur typique de décroissance est $\alpha = 0.99$. Il est indispensable de rentrer une température initiale pour la première itération.

P : Il s'agit du paramètre de la probabilité d'acceptation d'un jeu de paramètres, dans le cas où le score calculé avec ce jeu de paramètres a été moins bon qu'à l'itération précédente. Ce paramètre est calculé à partir de la température. Dans notre cas, nous avons choisi : $P = P_{initiale} \exp(T_{initiale}/T)$. Il est donc indispensable de rentrer une probabilité initiale d'acceptation. Nous avons choisi la valeur $P_{initiale} = 0.5$.

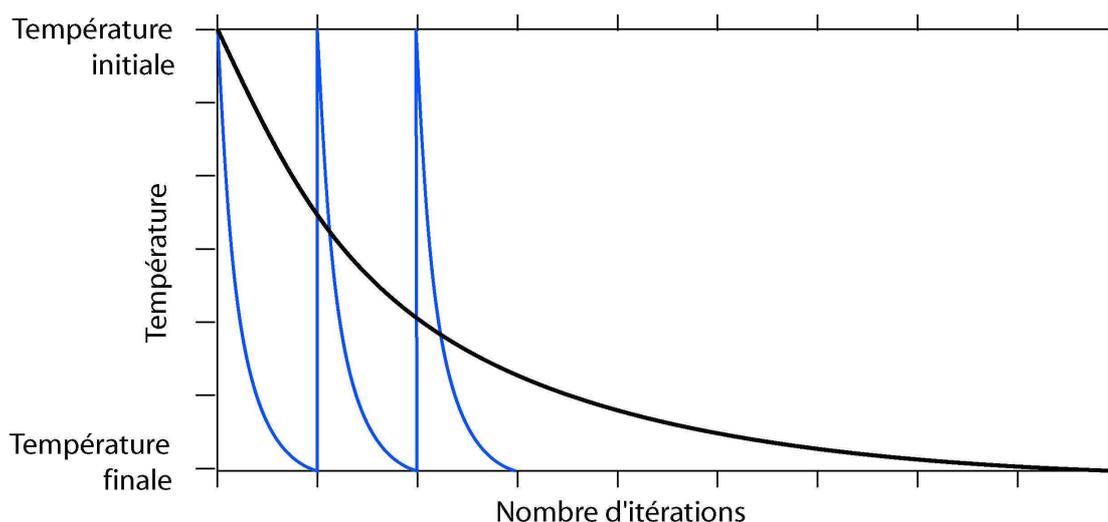


FIG. 3.13 – Décroissance de température classique (courbe noire) et décroissance optimisée (courbe bleue), pour une qualité équivalente. Qualité équivalente signifie que le score final est aussi fort dans les deux cas. Les tests ont été réalisés avec les cas d'études présentés dans les sections suivantes.

3.4.2 Améliorations apportées au Recuit Simulé

Nous avons introduit quelques nouveautés dans l'algorithme général du RS. La première amélioration introduite n'a été réalisée que dans un but d'optimisation du temps calcul. Nous avons remarqué que pour obtenir un résultat équivalent, une longue décroissance de température pouvait être remplacée par plusieurs décroissances rapides successives (figure 3.13). À la fin de chacune de ces sous-décroissances, nous appelons refonte l'étape pendant laquelle (i) nous récupérons la combinaison de meilleurs paramètres de cette sous-décroissance et l'introduisons en paramètres initiaux de la sous-décroissance suivante et (ii) la probabilité d'acceptation est réinitialisée. Nous avons effectué des tests de comparaison entre méthode normale et méthode par refontes avec comme objectif d'atteindre un résultat de qualité équivalente. Les tests ont été réalisés de nombreuses fois et les résultats montrent que, pour une qualité équivalente, une décroissance lente de 1000 itérations peut être remplacée par trois sous-décroissances de 100 itérations, marquées par deux refontes. Alors qu'une décroissance lente représente tout l'intérêt du RS, des refontes d'une décroissance rapide simulent cette décroissance plus lente. La conséquence est un temps CPU divisé par trois pour des résultats équivalents.

La seconde modification apportée concerne les variations aléatoires d'une itération donnée. Selon Monte-Carlo, une variation aléatoire est appliquée à chaque itération et ceci toujours de la même façon, avec une intensité fixe. Nous avons préféré introduire un paramètre de décroissance de l'intensité de la variation aléatoire. Ainsi, plus la température baisse, plus les variations sont fines et permettent de converger finement vers le maximum local. La région du maximum absolu dans l'espace des solutions peut en effet être un gouffre étroit que seules des variations fines peuvent détecter. Sachant qu'à l'itération i , la variation aléatoire d'un paramètre est donnée par $P_i = P_{i-1}(1 + \text{Random}[-V, V])$ avec V la variation maximale autorisée des paramètres. La formule de décroissance de V est donnée par : $V_i = V_{i-1} \times \beta$, avec $\beta = 0.99$ et $V_0 = 1.0$. Ce paramètre est de plus contrôlé dans le temps par la courbe du score. C'est-à-dire que lorsque la fonction score passe sous un certain seuil, le paramètre

β devient très fort pendant une itération, réduisant ainsi très fortement le paramètre associé V . Ceci permet une exploration en finesse des régions intéressantes (score important) afin d'aller y trouver le maximum local. À l'inverse, lorsque le score repasse en dessous d'un certain seuil, le paramètre V_i est réinitialisé à V_0 . Ceci est réalisé dans le but de réexplorer une grande partie de l'espace afin de localiser de nouvelles régions de scores intéressants.

La dernière amélioration concerne le comportement de la probabilité d'acceptation. De la même façon que la valeur V de variabilité est adaptée à la valeur de la fonction score, nous avons décidé d'appliquer une variabilité optimisée pour les probabilités d'acceptation (figure 3.14). Ainsi, lorsque le score passe au dessus d'un certain seuil, la probabilité d'acceptation est temporairement fixée à une valeur faible. À l'inverse, si le score passe sous un autre seuil, la probabilité d'acceptation est temporairement fixée à une valeur forte. Il s'agit exactement du même processus qu'avec le paramètre de variation V . Dans l'exemple donné dans la figure 3.14, les courbes de températures suivent un processus de décroissance rapide avec deux refontes. La loi de probabilité associée est censée suivre la tendance de cette température. La fonction score représentée est imaginaire. Lorsque le score passe au dessus du Seuil Supérieur, la probabilité d'acceptation passe aussitôt à 0.05. C'est-à-dire que l'on force l'algorithme à focaliser sur l'optimisation de cette région, car elle semble intéressante (score important). À l'inverse, lorsque le score passe sous le Seuil Inférieur, la probabilité est forcée à 0.45 afin de vite s'écarter de cette zone à faible score. Nous remarquons que la seule difficulté est la détermination des Seuils Supérieur et Inférieur de la fonction score. En pratique, nous prendrons le score initial à la première itération pour Seuil Inférieur et 10 fois ce score comme Seuil Supérieur. Ce rapport de 10 a été déterminé empiriquement.

Ces trois améliorations ont permis de diminuer le temps de calcul dans un premier temps et de stabiliser/améliorer les convergences dans un deuxième temps. Ces optimisations permettent d'obtenir des paramètres sensiblement meilleurs pour le PA. À titre d'information, ce RS amélioré apporte :

- soit des pointés automatiques avec une erreur cumulée égale à 2/3 de l'erreur cumulée obtenue avec un RS classique pour un temps calcul équivalent,
- soit 1/4 du temps calcul d'un RS classique pour une qualité équivalente.

Cependant, le fondement d'un RS est la qualité de calcul de la fonction score. Plusieurs stratégies sont envisageables, chacune adaptée à un type de problème spécifique.

3.5 Formules de calcul de score du Recuit Simulé

Au lieu d'appliquer l'algorithme de RS sur la base de données complète (limitation du nombre d'itérations), il est plus intéressant de faire tourner un grand nombre d'itérations sur une base de données réduite mais représentative, préférant ainsi une phase d'apprentissage aboutie. Lorsque le RS a fournit des paramètres satisfaisants, il est alors possible d'appliquer le PA au reste de la base. En utilisant cette stratégie, nous pouvons considérer que l'analyste peut préparer (voire pointer) quelques évènements de la base de données, ceci dans le but de les intégrer au RS. Le choix du nombre d'évènements à prendre dans la base réduite est totalement lié au compromis temps-calcul/efficacité. Ces critères seront discutés dans les paragraphes suivants, mais dans un premier temps nous allons exposer les différentes formules de scores envisageables. Nous rappelons que le score est le calcul de la qualité des paramètres choisis dans le calcul du problème direct. Dans les formules suivantes, nous ne considérerons que l'onde P mais les formules équivalentes existent pour l'onde S. Notons qu'il s'agit de formules permettant d'estimer la qualité des pointés ne nécessitant pas d'être

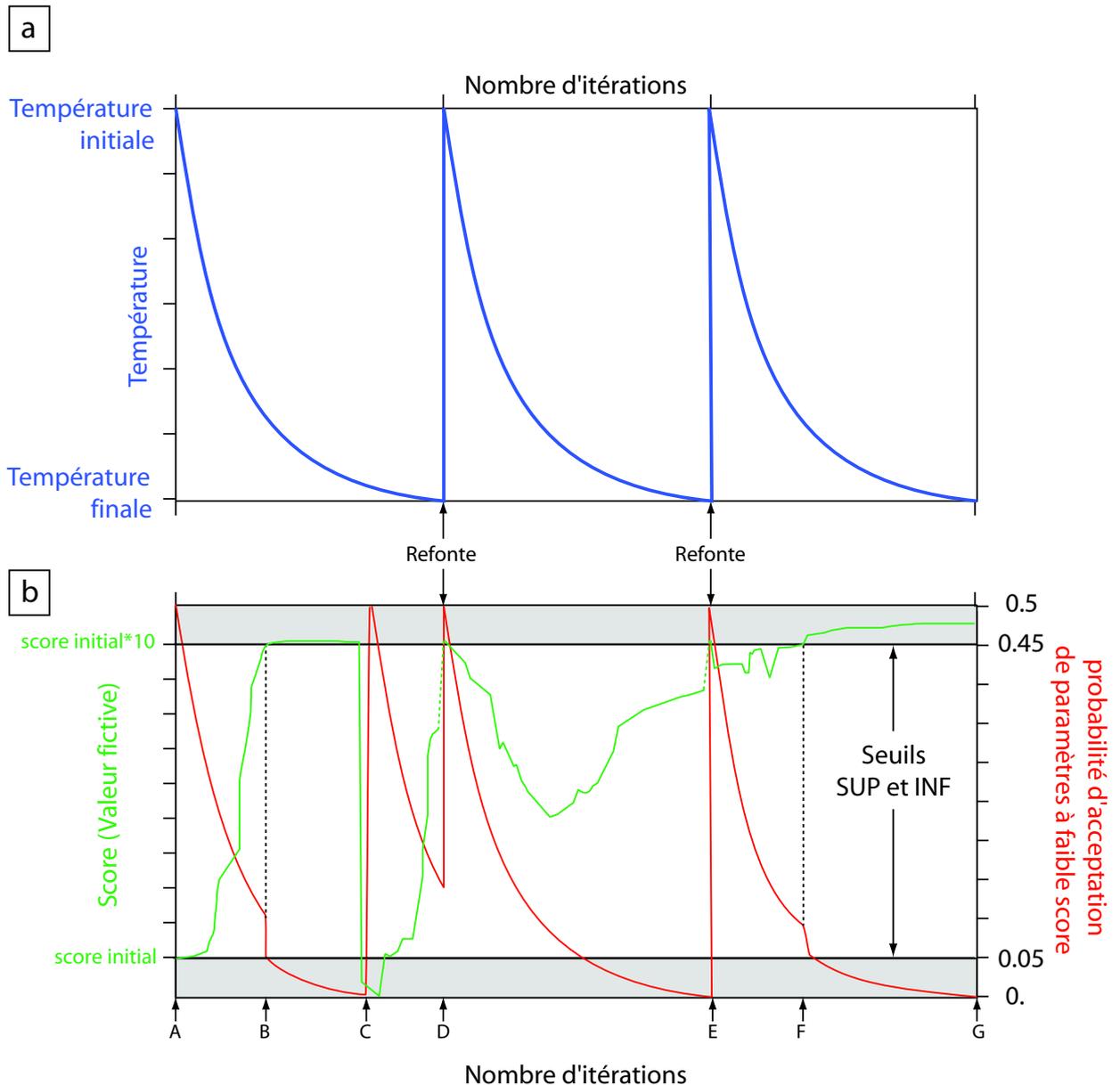


FIG. 3.14 – Inter-relation entre température, probabilité d'acceptation et score. (a) Courbe de décroissance de température en trois étapes (deux refontes). (b) Courbe d'un score fictif en vert et de probabilité d'acceptation en rouge. Évènements particuliers : (A) calcul du score avec les paramètres initiaux ; calcul du Seuil Inférieur (INF=score initial) et Supérieur (SUP=10*score initial). (B) Le score passe le Seuil Supérieur et la probabilité d'acceptation est aussitôt descendue à 0.05. (C) Le score a chuté et passe sous le Seuil Inférieur ; la probabilité d'acceptation est aussitôt réinitialisée à 0.5 . (D) Première refonte et réinitialisation de la probabilité d'acceptation ; nous réinitialisons la probabilité d'acceptation à sa valeur initiale et les nouveaux paramètres initiaux de la sous-décroissance sont ceux qui ont permis d'obtenir le meilleur score pour le moment ; le score redevient donc équivalent au meilleur score calculé. (E) Seconde refonte après une sous-décroissance inefficace ; nous réinitialisons à nouveau la probabilité d'acceptation et les paramètres sont à nouveau fixés à leur meilleure valeur. (F) Le score passe au dessus du Seuil Supérieur et la probabilité d'acceptation est aussitôt descendue à 0.05, permettant une bonne optimisation des paramètres. (G) Arrêt.

homogènes. En effet, dans de nombreuses applications de RS, les formules de score utilisées représentent une estimation qualitative hétérogène de la VA.

3.5.1 Score global par détermination du pouvoir de détection

Cette première méthode est la seule qui ne requière aucune intervention humaine en pré-traitement. La base de données de formes d'ondes détectées est utilisée telle quelle dans le programme. Aucune vérification n'a été effectuée, c'est-à-dire qu'il peut exister des événements non pointables ou des déclenchements inopportuns. Ce calcul aveugle du score transforme plus ou moins le PA comme la combinaison d'un programme de détection et d'un PA. Dans ce cas présent, la formule de score global est la somme de différentes contributions, sommées pour chaque sismogramme, dont l'objectif est de maximiser la qualité du pouvoir de détection du PA. Cette formule est donnée dans l'équation 3.1.

$$score_{global} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{a_{i\ max}}{a_{i\ moy}} + a_{i\ max} - \frac{1}{THP} - pick \quad (3.1)$$

avec n le nombre de sismogrammes, $a_{i\ max}$ l'amplitude maximale du rapport STA/LTA de l'évènement i et $a_{i\ moy}$ l'amplitude moyenne de ce rapport STA/LTA et $pick$ un terme de pointé. Le rapport $\frac{a_{i\ max}}{a_{i\ moy}}$ favorise les forts contrastes entre le pic et la moyenne du rapport STA/LTA. $a_{i\ max}$ favorise simplement les pics forts dans les rapports STA/LTA. $\frac{1}{THP}$ maximise les valeurs des seuils. C'est-à-dire que ce sont tous les paramètres qui vont permettre de détecter et pointer avec finesse un sismogramme qui sont favorisés. Le terme $pick = 0.0$ si le pointé a eu lieu et $pick = 1.0$.

L'optimisation de la contribution $\sum_{i=1}^n \frac{a_{i\ max}}{a_{i\ moy}} + a_{i\ max}$ permet l'extraction des paramètres FRE, STA et LTA optimaux pour un pic fort et précis par rapport au bruit le long du rapport STA/LTA.

La contribution $\frac{1}{THP}$ a pour but de valoriser les détections et des pointés à seuil élevé, c'est-à-dire précis et sans ambiguïté sur ce qui a été pointé. Enfin, le terme $pick$ incite le programme à pointer les sismogrammes, mais avec un poids faible. C'est-à-dire que l'optimisation ne va pas forcer le seuil à s'abaisser pour pointer toutes les traces.

Il est important de noter que dans ce type de formules, il n'existe aucune information à apporter au RS quand à la pertinence d'un pointé. Cette formule n'est donc pas basée sur une stratégie d'apprentissage. Ce calcul du score est le plus simple à mettre en oeuvre, mais aussi le moins précis.

3.5.2 Score après validation

Le principe de cette formule est d'utiliser une base de données bien détectée pour l'apprentissage des paramètres optimaux. Grâce à une intervention humaine validant de la détection des événements en pré-traitement, l'algorithme apprend quels types de signaux il doit pointer et quels types de signaux il ne doit pas pointer. Il s'agit simplement pour l'analyste de choisir une sous base de données et de signaler si chacun des sismogrammes est pointable ou s'il ne s'agit pas d'un séisme (ou d'un séisme non pointable). C'est l'unique différence avec la technique précédente qui prend la base de données telle quelle, avant le tri entre séismes et les déclenchements qui ne sont pas des séismes, voire les sismogrammes non pointables. Le programme de RS se servira de cette information dans le calcul du score comme d'un apprentissage. Si il pointe un séisme déclaré comme non pointable par l'analyste, le score

est diminué en conséquence. De même, s'il ne pointe pas un évènement que l'analyste a déclaré pointable, le score est diminué en conséquence. Pour gérer ces erreurs de pointés - qu'ils soient abusifs ou absents - nous avons introduit un terme *valid* qui prend la valeur de $valid = 1000000$ lors des erreurs, alors que $valid = 0$ dans les autres cas (pointés ou absences justifiés). Ce nombre (1000000) est arbitraire et a été choisi dans le seul but de surpasser les valeurs de calcul du reste du score. Le reste de la formule est consacré au pouvoir de détection du profil en temps du rapport STA/LTA, à la manière de la formule de score global. La formule complète du score avec validation est donnée dans l'équation 3.2.

$$score_{validation} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{a_{i\ max}}{a_{i\ moy}} + a_{i\ max} - \frac{1}{THP} - valid \quad (3.2)$$

Il s'agit donc de la même formule avec *pick* remplacé par *valid*, qui introduit la notion d'apprentissage. Lorsqu'une trace est considérée comme non pointable par l'intervenant, l'optimisation des paramètres pour ne pas pointer cette trace augmente considérablement la robustesse du PA.

3.5.3 Score par résidu

Il s'agit de la technique de calcul du score se rapprochant le plus des méthodes d'inversions classiques. Nous calculons dans ce cas précis un résidu par mesure des écarts entre les pointés automatiques et manuels de quelques évènements pointés par l'analyste. Il s'agit de la technique la plus précise des trois formules mais nécessitant un plus grand investissement en préparation manuelle. Le principe de cette méthode est d'introduire dans le RS une base de données de sismogrammes déjà pointés manuellement et la formule est basée sur une minimisation par moindre carrée des résidus *res* calculés entre chaque pointé manuel et automatique. La formule complète est donnée dans l'équation 3.3.

$$score_{residu} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n -res^2 - valid \quad (3.3)$$

Notons que selon cette formule le score est toujours négatif et doit être optimisé pour tendre vers 0.0. De la même manière qu'avec la formule "validation", nous devons gérer (a) le cas où un PA a eu lieu alors que l'analyste ne le considérerait pas comme un sismogramme et (b) le cas où le PA n'a pas eu lieu alors que l'analyste considérerait le signal comme pointable. Dans le premier cas (a), nous fixons $res = 0$ et $valid = 1000000$. Dans le second cas (b), nous fixons également $res = 0$, mais nous attribuons à *valid* la valeur de l'erreur acceptable maximale. Par exemple, prenons le cas où nous voulons que le PA pointe les sismogrammes avec une incertitude inférieure à 0.1 s et ne pointe pas s'il ne peut faire mieux que cette incertitude. Attribuer à *valid* la valeur basée sur cette erreur maximale autorisée $valid = \frac{1}{0.1^2} = 100$ permet de forcer le PA à ne pointer les sismogrammes que s'il est sûr qu'il le fait avec une incertitude inférieure à 0.1 s. Ce calcul de score se base sur un critère plus objectif que les formules précédentes, grâce à un apprentissage d'un pointé de qualité équivalente à un pointé humain. La conséquence est une détermination des paramètres de pointés mieux optimisés, mais ceci à la condition d'un investissement de l'analyste en amont. Pour résumer, en affectant au terme *valid* l'erreur maximale acceptable par pointé, l'optimisation des paramètres suivra l'objectif suivant : si le résidu *res* est supérieur à la limite de pointé *valid*, le RS favorisera une absence de pointé plutôt qu'un mauvais pointé.

Notion d'incertitude et de poids : Il est important d'introduire dès maintenant la notion de poids du pointé dans l'optimisation des paramètres de PA. La qualité d'un PA est souvent donnée comme étant un pourcentage des pointés avec une erreur inférieure à l'erreur maximale acceptable. En plus d'être souvent sur-évaluée, cette erreur maximale n'est pas du tout contrôlée dans les programmes de pointés automatiques classiques. C'est-à-dire que, si un pointé est plus mauvais que l'erreur acceptable désirée, il est tout de même pointé. En partant du postulat qu'une absence de pointé est moins néfaste qu'un mauvais pointé, nous avons vu qu'il était possible d'obtenir une optimisation des paramètres tendant vers "de bons pointés ou rien", plutôt que "des pointés à tout prix". Grâce à la détermination orientée des paramètres, il est assez simple d'introduire différents poids grâce à plusieurs niveaux de PA. En effet, grâce à RS acceptant une erreur de plus en plus forte grâce à la formule "résidu", il est possible de réaliser plusieurs PA ayant une tolérance à l'erreur croissante, acceptant ainsi de pointer des phases qui ne l'étaient pas aux itérations précédentes. Ceci nous amène naturellement à l'élaboration d'un PA en cinq étapes, de qualité décroissante, avec des poids de 0 à 4, et donc adaptés à la plupart des techniques de localisation existantes. Les erreurs maximales acceptables sont des paramètres dépendants de la sismicité étudiée, mais simple à déterminer (équivalence avec le pointé manuel). Le seul paramètre important par la suite est le nombre de traces en entrée du RS. Notons que cette notion d'incertitude et de poids est réalisable uniquement selon un mode "résidu" et sera plus détaillée sur l'application aux données de Lacq. Nous allons désormais utiliser ces principes de PA et RS pour le pointé des sismogrammes de Lacq. L'adaptabilité du PA à différentes échelles de sismicité a cependant été testée. Des données de nanosismicité de glacier, sismicité locale (Lacq), sismicité régionale (golfe de Corinthe) et sismicité globale (Donnée globale RéNaSS) ont été analysées ou sont en cours d'analyse. Cependant, nous allons cependant par la suite nous focaliser uniquement sur l'étude des pointés de Lacq.

3.6 Application sur la base de données de Lacq

Au lieu d'essayer de déterminer un jeu de paramètres permettant de pointer automatiquement les séismes sur plusieurs stations (ce qui est impossible à cause des effets de site, ou de la propagation en général), nous avons préféré effectuer une détermination de paramètres optimaux de PA pour chacune des stations. Chaque station est donc traitée indépendamment que ce soit dans la détermination des paramètres ou dans le PA en lui-même. Les données (formes d'ondes) couvrent la période 1989-1997. Il est important de noter que cette base est nettoyée. Seuls les séismes sont conservés et tous les déclenchements inopportuns ont été effacés par l'IPGS et le LGIT. Il est donc impossible de tester la formule "globale" basée sur l'optimisation du pouvoir de détection (section 3.5.1) sur notre jeu de données, car ces données sont déjà validées. De plus, les stations de la base de données à pointer sont pratiquement toutes des stations 1 composante et le pointé de l'onde S n'a donc été réalisé que sur la station USI.

Une grande partie des pointés de la sismicité de Lacq ayant déjà été réalisée et validée, nous en avons récupéré une partie afin de les introduire dans le RS pour une détermination des paramètres optimaux de type "résidu" (section 3.5.3). Compte tenu du fait que la base de données est nettoyée, le mode "validation" (section 3.5.2) ne nécessite quant à lui aucun investissement préparatif. A partir de ce point, le seul paramètre à déterminer est le nombre d'évènements à introduire dans le RS. Nous avons testé des recuits simulés utilisant 2, 4, 8, 16 et 32 traces par station. Notons que chaque station a en moyenne 600 évènements enregistrés. Les traces ont été choisies aléatoirement dans la base.

| Résultats par rapport au nombre de traces utilisées | 2 | 4 | 8 | 16 | 32 |
|---|-----|-----|-----|-----|-----|
| moyenne des pourcentages de pointés < 0.05 | 89. | 88. | 89. | 93. | 94. |
| variabilité maximale | 40% | 26% | 12% | 6% | 5% |

TAB. 3.2 – Résultats de pointé automatique avec formule “globale”

Les paramètres optimisés grâce au RS ont été utilisés pour pointer toute la base de données. Après vérification, correction si nécessaire, puis validation des pointés sur la base de données complète, nous pouvons établir un comparatif de la qualité des pointés automatiques par rapport au pointé manuel. Lorsqu’un PA est terminé et vérifié, il est possible d’en sortir un pourcentage représentant la fraction de sismogrammes considérés comme pointés avec une précision inférieure ou égale à la précision (ou erreur) désirée.

- Les résultats présentés sont la moyenne des résultats obtenus pour chaque station. Nous rappelons que le PA et donc la détermination des paramètres de celui-ci doit être fait de manière indépendante pour chaque station.
- Chaque formule (“validation” et “résidu”) a été testée avec en entrée 2, 4, 8, 16 et 32 traces. Chaque test a été réalisé quatre fois sur quatre sous-jeux différents. Chaque sous-jeu a été déterminé de manière aléatoire.
- De plus, compte tenu de la nature aléatoire du RS, chaque détermination de paramètres par RS et le PA complet qui en découle a été réalisée cinq fois pour tester la stabilité de la méthode.

Méthode “validation” : L’objectif du PA avec optimisation par méthode “validation” n’a pas du tout les mêmes prétentions que la formule résidu. Le but premier est une détection/prélocalisation rapide (lorsque la base n’a pas été triée) ou une prélocalisation rapide lorsque la base est triée (c’est le cas de la base de données de Lacq). Pour la sismicité locale de Lacq, la précision visée par un tel algorithme ne sera pas supérieure à 0.05 s.

Dans le cas de la formule “validation”, il arrive que le RS ne converge pas. Ce phénomène se produit assez souvent (une fois sur cinq en moyenne) mais est caractérisé par un score final du RS tout à fait inacceptable. Il est donc facile de distinguer une divergence du RS. Lorsqu’une divergence est détectée, un RS complet est relancé instantanément et remplace le premier calcul.

Les résultats obtenus avec le RS utilisant la formule “validation” sont donnés dans le tableau 3.2. Les pourcentages de réussites affichés sont les pourcentages de pointés réalisés avec une erreur à 0.05 s (+/- 7 échantillons) sur l’ensemble de la base de données, en fonction du nombre d’évènements insérés dans le RS. Les pourcentages sont des valeurs moyennées de chaque station pour 20 tests réalisés par station (4 sous-jeux * 5 tests de répétitivité) et l’écart maximal avec cette valeur est donné dans la ligne suivante.

La relation temps de calcul - nombre de traces est une simple relation de proportionnalité. Pour information, un RS complet avec une trace unique dure une minute sur une station de travail (CPU de 3 GHz et 2Go de RAM). Au vu des résultats, un compromis intéressant est l’utilisation de 16 traces en introduction dans le RS (16 minutes de calcul).

Méthode “résidu” normale : En utilisant les sismogrammes déjà pointés de 2, 4, 8, 16, et 32 évènements d’une même station, nous pouvons optimiser les paramètres de PA comme expliqué précédemment. L’ambition de ce PA n’est plus une approximation, mais plutôt un premier pas vers un pointé fiable. Les résultats obtenus sont comparés aux pointés manuels

| Résultats par rapport au nombre de traces utilisées | 2 | 4 | 8 | 16 | 32 |
|---|-----|-----|-----|-----|-----|
| moyenne des pourcentages de pointés < 0.05 | 85. | 87. | 91. | 95. | 96. |
| variabilité maximale | 10% | 9% | 8% | 4% | 2% |

TAB. 3.3 – Résultats de pointé automatique avec formule “résidu”

réalisés parallèlement, et sont représentés selon deux critères. Nous montrons tout d’abord le pourcentage de traces pointés avec une incertitude < 0.05 s, comme précédemment. Nous considérons qu’un pointé à 0.05 s d’erreur est de mauvaise qualité et qu’il représente la limite maximale d’erreur autorisée (équivalent à un poids 4). Les RS ont de nouveau été réalisés 20 fois par station (4 sous-jeux * 5 tests de répétitivité) et ceci pour chacune des stations. Les résultats représentés sont la moyenne des résultats obtenus pour tous les tests et pour toutes les stations (tableau 3.3). Notons que la variabilité de réussite entre les stations est de 6% au maximum.

Nous rappelons que l’erreur calculée est l’écart entre pointé automatique et pointé manuel corrigé. Ces statistiques montrent que les résultats de PA peuvent être excellents à la condition d’y introduire un nombre minimal d’évènements. Le choix de 16 traces paraît être un compromis acceptable. Pointer manuellement un plus grand nombre de traces pour affiner encore les résultats fait perdre tout l’intérêt du PA : le gain de temps. Notons que cette valeur de 16 traces est acceptable pour les données de Lacq, car le prélèvement aléatoire de 16 traces dans la base était suffisamment représentatif pour toute la base. Chaque base de données de sismicité doit donc être caractérisée par un nombre minimum représentatif qui lui est propre, selon la diversité des essais, etc...

Après l’obtention de ces pourcentages, le second résultat intéressant à observer est la distribution, en terme d’erreur, des évènements pointés sous cette erreur maximale autorisée. La figure 3.15 montre la répartition des différences entre les pointés manuels et automatiques. Ces résultats sont les cumuls des écarts entre pointés automatiques et pointés manuels pour les 17 stations pour la totalité de la base de données (soit 4500 traces). Pour chacune des stations, ce sont les résultats de RS ayant donné les meilleures statistiques sur 16 traces qui ont été conservés.

La figure 3.16 montre les résultats sous forme de pourcentages cumulés. Les écarts entre pointés manuels et automatiques sont donnés en valeurs absolues et pour chaque valeur d’écart, nous pouvons lire le pourcentage d’évènements pointés sous cet écart.

La proportion de pointés corrects est tout à fait acceptable, mais comme pour tous les pointés automatiques, la limite de précision des pointés ne permet pas de se passer d’une analyse humaine. De plus, au delà du manque de précision inhérent au PA, la limitation principale est l’éventualité d’un pointé aberrant, ainsi que l’absence totale de contrôle de la qualité des pointés en général en dehors de l’expertise humaine. Ceci nous amène à la dernière évolution apportée au PA : le contrôle et l’estimation automatique de la qualité des pointés.

Méthode “résidu” avec détermination du poids : Comme montré dans la section 3.5.3, il est possible d’utiliser le RS en mode “résidu” de façon à optimiser les poids des pointés. Dans l’équation 3.3, lorsqu’un pointé échoue, la contribution *res* est fixée à une valeur constante. Si cette valeur constante est l’erreur maximale que l’on désire obtenir, le RS va logiquement optimiser les paramètres de façon à pointer au mieux (avec une précision inférieure à cette erreur) et ne pas pointer du tout lorsqu’il n’arrive pas à être sous cette erreur.

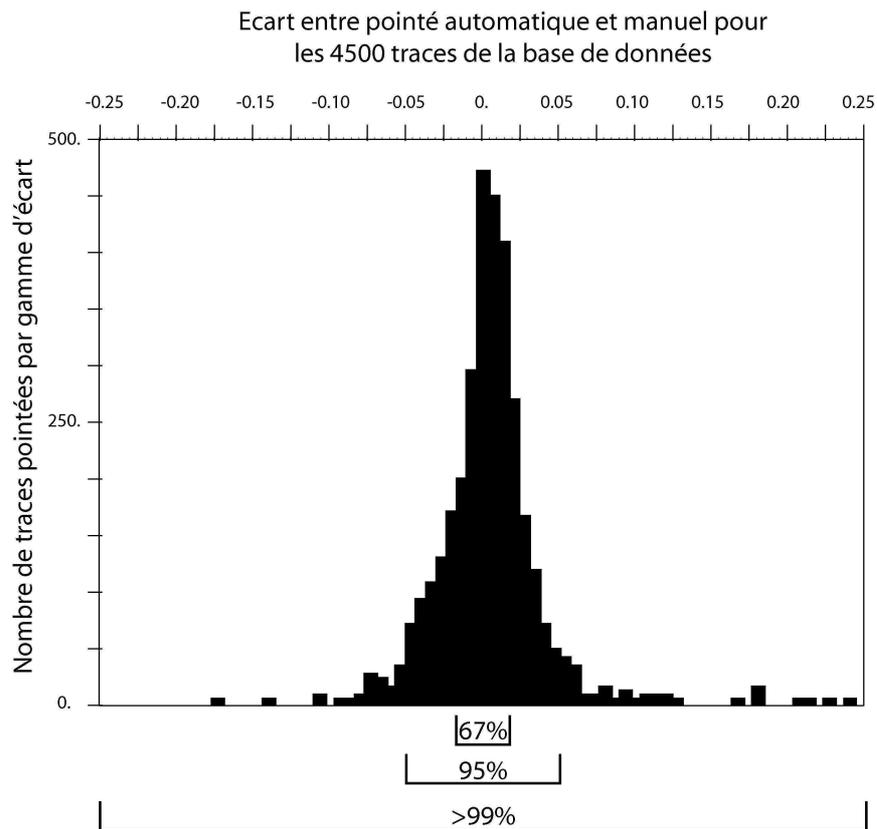


FIG. 3.15 – Diagrammes d'erreurs du PA pour l'ensemble des traces de la base de données de Lacq : 4500 traces réparties sur les 17 stations : 99% des pointés automatiques ont un écart avec les pointés manuels $< 0.25s$; 95% sont $< 0.067s$ (soit + ou - 10 échantillons); 67% sont $< 0.02s$ (+ ou - 3 échantillons)

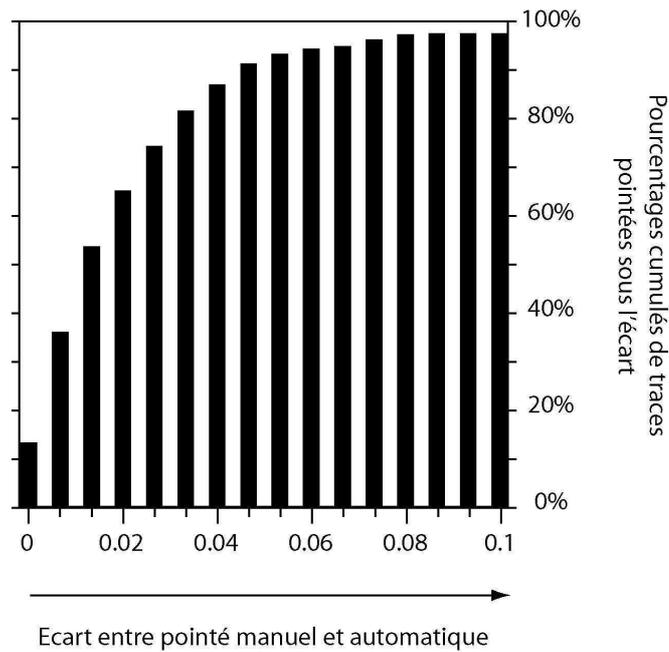


FIG. 3.16 – Pourcentages cumulés de pointés réalisés avec une erreur inférieure ou égale à la valeur notée en abscisse : les écarts sont donnés en valeur absolue et les pourcentages représentent le nombre de pointés réalisés sous (inférieur ou égal) cette erreur.

Dans les algorithmes de localisation, il est possible d'attribuer à toute trace un poids affectant ainsi l'impact du pointé dans la localisation. Ces poids sont choisis selon la qualité du pointé d'après l'estimation de l'analyste. À Lacq, des valeurs de poids acceptables sont :

P=0 pour $\text{err} < 0.02$ s (2 ou 3 échantillons selon le réseau)

P=1 pour $\text{err} < 0.04$ s (4 ou 6 échantillons selon le réseau)

P=2 pour $\text{err} < 0.06$ s (6 ou 9 échantillons selon le réseau)

P=3 pour $\text{err} < 0.08$ s (8 ou 12 échantillons selon le réseau)

P=4 pour $\text{err} \geq 0.08$ s (8 ou 12 échantillons selon le réseau)

Grâce à cinq RS successifs, chacun avec une erreur maximale croissante respectivement de < 0.02 , < 0.04 , < 0.06 , < 0.08 , ≥ 0.08 , nous pouvons optimiser cinq jeux de paramètres. En commençant par un PA avec les paramètres les plus sévères possibles (< 0.02), une première base est pointée avec un poids de 0. Un second PA avec les paramètres de qualité inférieure (< 0.04) sur les événements non pointés à l'étape précédente permettra le pointé d'une autre portion de la base avec un poids de 1, etc ... jusqu'aux derniers événements pointés avec un poids de 4. Les résultats d'une telle méthode sont plus délicats à représenter que les analyses plus classiques. De plus, la base de données de pointés de Lacq déjà existante est totalement dépourvue de poids, il n'existe donc pas de comparaison statistique à effectuer après le PA. Cependant, il est tout de même possible de regarder les résultats de manière objective. Le tableau 3.4 montre le pourcentage de traces pointées pour chaque poids.

Nous remarquons qu'aucune donnée n'a été pointée avec le poids 3. Nous pensons que cette lacune a favorisé des pointés de plus mauvaise qualité (poids 4). Il serait intéressant dans l'avenir de trouver une solution pour empêcher cette lacune.

Afin de vérifier la qualité de l'attribution de ces poids, nous procédons à la manipulation suivante :

- Pour chaque gamme de poids de pointé automatique (par exemple poids 0), il existe un

| Poids | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | non pointé |
|---|-----|-----|-----|----|-----|------------|
| pourcentage de séismes pointés dans chaque gamme de poids | 21% | 10% | 41% | 0% | 23% | 5% |

TAB. 3.4 – Pourcentages de traces pointés dans chaque gamme de poids : la somme des pourcentages fait 95% de séismes pointés plus 5% de non pointés.

| Poids | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 |
|--|-----|-----|-----|------------------|-----|
| pourcentage de séismes méritant le poids qui leur a été attribué | 92% | 91% | 98% | non significatif | 96% |

TAB. 3.5 – Pourcentages de traces pointées sous l'erreur désirée par gamme de poids.

certain nombre de traces (21% des traces) dont les pointés ont été déclarés compatibles avec ce poids selon les critères du RS.

- En calculant l'écart entre ces pointés déclarés à poids 0 et le pointé manuel de la même trace, il est possible d'obtenir une statistique montrant si les poids ont été bien attribués. Autrement dit, combien d'évènements pointés automatiquement avec un poids 0 sont-ils réellement sous l'erreur équivalente (< 0.02) ?

Ce travail est réalisable pour chacune des gammes de poids. Le tableau 3.5 montre le pourcentage de poids mérités (écart $<$ écart maximal autorisé pour chaque poids) par classe de poids déterminés.

Ces résultats sont très encourageants car ils montrent la capacité du RS à forcer la PA à pointer sous une certaine erreur, et ne pas pointer lorsque l'incertitude est trop forte. Cependant, tous les évènements pointés avec une erreur inférieure à < 0.02 , par exemple, ne sont pas pointés avec un poids 0. En effet, de tous les évènements pointés, quel que soit le poids, la distribution des écarts est toujours gaussienne. Même au sein de la famille à poids 4, certains évènements sont pointés sans écart, mais avec des paramètres générant classiquement de plus fortes incertitudes et donc un poids élevé.

Au final, ce sont près de 7500 pointés réalisés sur les 8000 sismogrammes enregistrés entre 1989 et 1997. Tous ces pointés ont été vérifiés et corrigés lorsque le pointé automatique n'était pas précis. La base de données de Lacq ainsi repointée puis vérifiée manuellement, il est désormais possible de passer aux phases d'inversion des données.

Chapitre 4

Inversions des données sismologiques

4.1 Localisation absolue

Après le nettoyage et le pointé de la base de données, nous disposons de 1721 événements localisables (10992 pointés), soit une moyenne de 6 à 7 pointés par événements, avec un minimum de 4 et un maximum de 17. Nous pouvons désormais pratiquer une localisation absolue des événements grâce au modèle de vitesse 3D de la région [Guyoton et al., 1992], puis estimer les incertitudes et les magnitudes et nous pourrions enfin interpréter ces localisations.

4.1.1 Méthode de localisation

Nous allons dans un premier temps décrire le modèle de vitesse et les limites techniques de localisation utilisée lors des études précédentes. Ensuite, nous décrirons brièvement l'algorithme de localisation que nous avons choisi (Non-Lin-Loc [Lomax et al., 2000, Lomax et al., 2001]) ainsi que les corrections de stations adaptées à l'analyse de la sismicité locale.

4.1.1.1 modèle de vitesse 3D initial :

Compte tenu des moyens mis en oeuvre et de l'échelle de la région d'étude, les connaissances sur les vitesses de la zone sont de très bonne qualité d'un point de vue sismologique. En effet, grâce aux nombreux forages, aux études structurales et à l'analyse de la sismique, les informations permettant l'élaboration d'un modèle de vitesse contraint sont assez nombreuses. En 1992, Guyoton a construit un premier modèle de vitesse d'onde P [Guyoton et al., 1992]. Élargi par Savin en 1995 [Savin, 1994], il est construit comme un maillage de dimensions 500m x 500m x 100m au centre de la zone d'étude et dégradé à des mailles de 2.0 km aux extrémités (figure 4.1).

Les mesures des vitesses données pour ces mailles sont la combinaison de mesures effectuées dans les puits et d'interpolations entre ces mesures par les données géologiques et sismiques. Lors de son élaboration, ce modèle de vitesse était optimal compte tenu des contraintes apportées à la détermination du positionnement des interfaces, des vitesses, etc... La structure modélisée est un parallélépipède de 28km x 29.5km x 10.5km, divisé par 38 x 33 x 90 blocs de vitesse. En considérant le modèle en blocs d'au maximum 2 km de longueur, il est important de noter que certaines stations se trouvent hors des dernières interfaces (figure 4.1) et donc dans des zones mal définies du modèle de vitesse (extrapolation néces-

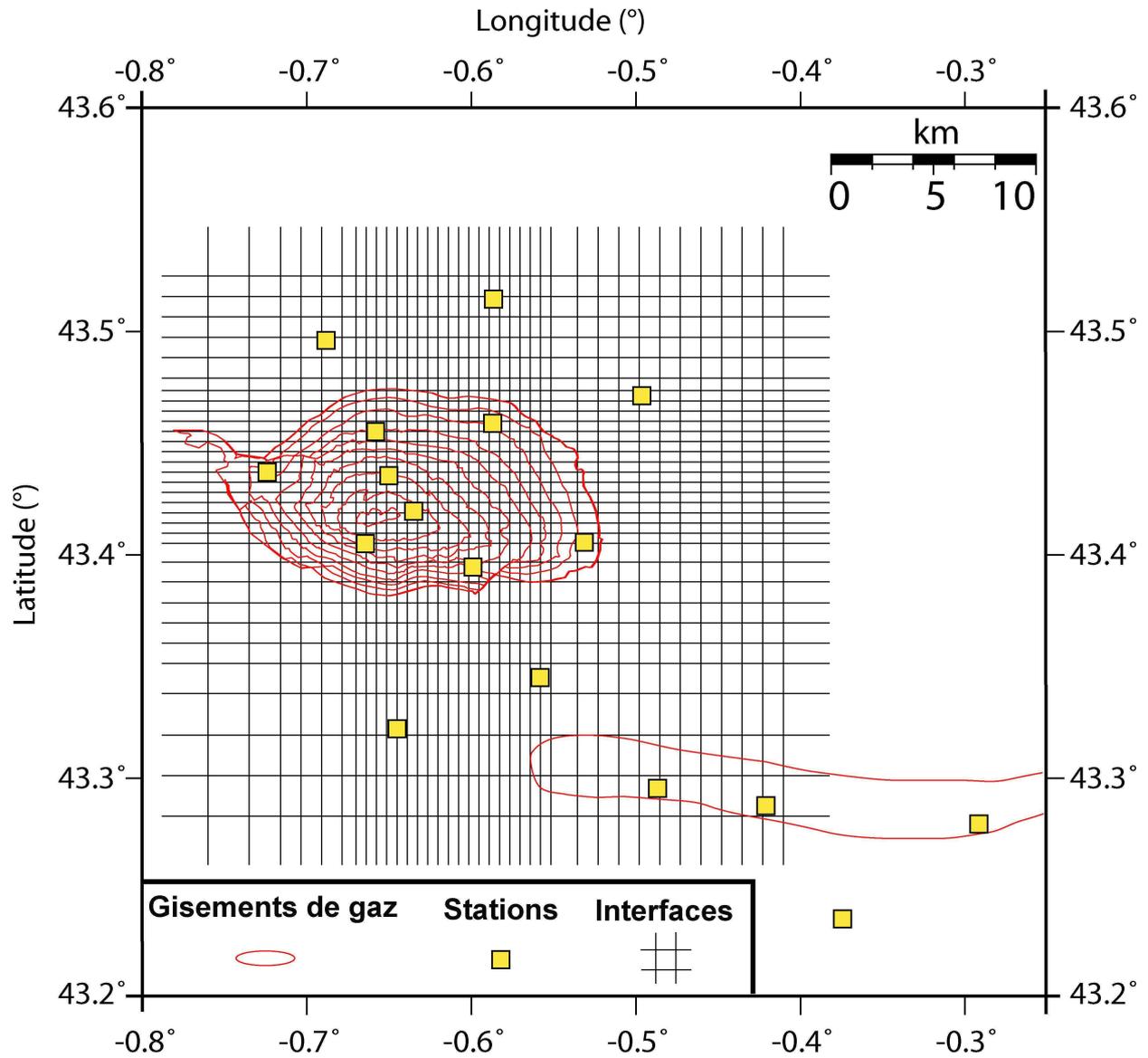


FIG. 4.1 – Maillage du modèle de vitesse original défini par des interfaces sud-nord et est-ouest séparant des blocs de vitesse homogène.

saire). Seul un modèle de vitesse d'onde P existe. Étant donné qu'il existe une station 3 composantes et que quelques pointés de S ont été réalisés sur certaines voies verticales, il est important d'avoir une première base de modèle de vitesse S. Celui-ci est construit par l'application d'un rapport V_p/V_s moyen, déterminé à 1.73 [Guyoton et al., 1992].

4.1.1.2 Localisation par HYPO71 - REL3D

Dans les études précédentes, les données sismologiques ont été localisées en exploitant ce modèle de vitesse 3D d'ondes P et un programme de localisation appelé REL3D. Cet algorithme est une version modifiée de celui de Roecker [Roecker, 1982] et la façon dont il est utilisé à Lacq est bien détaillée par Boyer [Boyer, 1996]. Cependant, hormis les avantages générés par l'utilisation d'un modèle de vitesse 3D, un biais important existe dans la localisation. S'agissant d'un programme de relocalisation, il nécessite en entrée une prélocalisation des évènements (grâce à HYPO71 [Lee and Lahr, 1975]). Cependant, une légère variation de la prélocalisation de ces évènements induit d'importantes divergences dans la relocalisation avec REL3D, principalement pour la profondeur. Afin de quantifier ces divergences, nous avons effectué un test. HYPO71 [Lee and Lahr, 1975] fonctionne grâce à un modèle de vitesse 1D. Le modèle de vitesse de la région de Lacq est de qualité, et nous estimons à + ou - 10% l'incertitude du positionnement des interfaces et des valeurs des vitesses [Boyer, 1996]. La structure en dôme ne peut bien évidemment pas être bien représentée par un modèle 1D. Nous avons donc déterminé plusieurs modèles de vitesse, assez proches les uns des autres et dans la gamme d'incertitude. En utilisant 5 modèles de vitesse différents, nous avons effectué des prélocalisations de 50 évènements choisis aléatoirement dans la base de données. Les petites variations du modèle de vitesse 1D de HYPO71 induisent des variations de localisations jusqu'à 500 m de distance. Ce résultat est prévisible, car l'utilisation d'un modèle de vitesse 1D pour une structure en dôme est nécessairement limitée. La relocalisation par REL3D est plus instable. L'utilisation de REL3D après prélocalisation par HYPO71 montre un comportement plus chaotique. La figure 4.2 montre un exemple type d'instabilité. Les cinq prélocalisations d'un même évènement avec les cinq modèles 1D déterminés induisent 5 localisations différentes pour le même évènement, avec 500 m entre les deux localisations les plus éloignées. Les relocalisations sont très instables et les positions des hypocentres relocalisés sont désormais éloignés jusqu'à 2000 m de distance. Ces divergences n'ont pas nécessairement lieu dans des directions reliées aux différences de prélocalisations. Ce test a été réalisé sur 50 évènements. Dans certains cas (50% environ), la divergence de relocalisation est négligeable (<100 m), et les relocalisations finales montrent un nuage de points plus resserré que le nuage de prélocalisation. Le reste du temps, des divergences se produisent, avec les erreurs atteignent 2500 m pour certains extrêmes.

Entre deux prélocalisations distantes de 100 m, les relocalisations respectives qui en découlent peuvent montrer des différences supérieures à 2000 m. Alors que l'on pourrait penser que la relocalisation ne serait pas dépendante du modèle 1D l'algorithme diverge dans de nombreux cas. Il semble en effet que cette méthode de relocalisation ne soit pas du tout adaptée à une structure complexe, à savoir une forme en dôme, car les variations peuvent aussi bien avoir lieu sur la localisation verticale ou horizontale.

4.1.1.3 Localisation par NonLinLoc

Il s'est donc avéré nécessaire de choisir une nouvelle méthode de localisation des séismes de Lacq. Compte tenu de sa nature multi échelle, de son adaptabilité aux structures complexes et de son accessibilité, nous avons choisi NonLinLoc [Lomax et al., 2000]. Il est im-

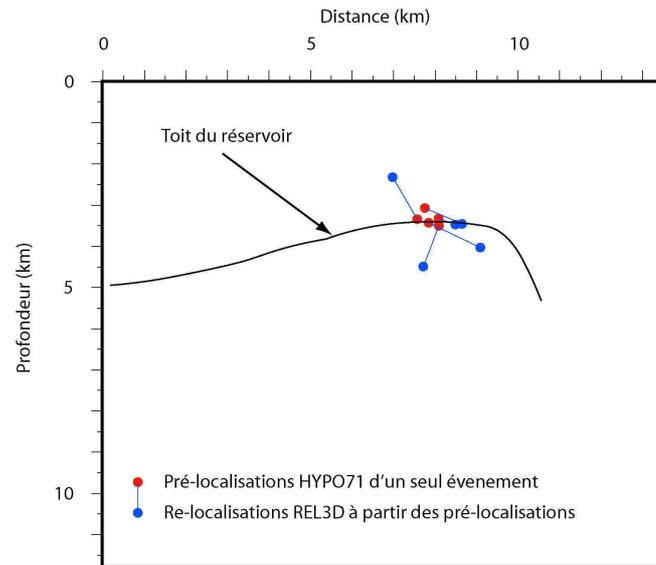


FIG. 4.2 – 5 prélocalisations HYPO71 d'un même évènement et les relocalisations par REL3D associées.

portant de noter que l'algorithme NonLinLoc ne nécessite aucune prélocalisation. Nous évitons ainsi le biais de l'utilisation d'un modèle de vitesse 1D. Cet algorithme va tout d'abord calculer le temps de parcours des ondes P entre chaque station et tout point du modèle de vitesse. À partir de ces grilles de temps, les localisations d'évènements sont ensuite déterminées en tentant d'expliquer au mieux les temps de propagation mesurés en faisant varier simultanément la position x , y et z des hypocentres. Trois algorithmes sont disponibles pour localiser les hypocentres. Après différents tests d'influence ne montrant quasiment aucune différence de localisation entre les trois méthodes (ou tout du moins négligeable par rapport à l'incertitude), nous avons choisi d'utiliser l'algorithme de Métropolis-Gibbs pour sa facilité d'utilisation et de contrôle des paramètres [Metropolis et al., 1953]. Cet algorithme consiste en des déplacements aléatoires des hypocentres et du calcul de résidu entre temps de parcours mesuré et temps de parcours calculé. La localisation est optimisée par un algorithme de Métropolis.

4.1.1.4 Corrections de stations adaptées

Avant de continuer et d'observer l'influence du modèle de vitesse, il est nécessaire de discuter les corrections de stations. Le résidu est le calcul de la différence entre le temps d'arrivée calculée et le temps mesuré. Moyenné sur beaucoup d'évènements, il rend compte de l'adéquation qui existe entre le modèle de vitesse et la localisation des évènements. Les corrections de stations sont l'expression, par station, de ce résidu moyen et servent à corriger le modèle de vitesse de ses erreurs. Cette technique est courante et est particulièrement adaptée pour rendre compte des effets de site et autres détails du modèle de vitesse autour d'une station, en considérant que la fin de propagation est équivalente pour tous les évènements (rais verticaux). Ceci est réalisé après une première localisation, en calculant les résidus et en les introduisant en tant que corrections de stations pour l'itération suivante de localisation. Cependant, l'exploitation des données d'un réseau à faible ouverture comme celui de Lacq entraîne des complications. En effet, étant données les localisations et les propagations associées, il n'est pas raisonnable d'appliquer à une station une correction moyenne pour tous

les évènements.

Après une première localisation et le calcul des résidus associés (figure 4.3a), nous avons appliqué des corrections de stations pour l'ensemble de la sismicité de Lacq. Ces corrections de stations entraînent des différences de localisations et les résidus peuvent à nouveau être calculés pour voir s'ils ont été améliorés. Nous avons remarqué que les différents essais n'avaient pas suivi la même qualité d'amélioration. Certains essais étaient caractérisés par des résidus supérieurs après corrections (figure 4.3b). C'est la conséquence de l'utilisation d'un réseau à faible ouverture. Chaque essaim de séismes (ou zone en général) n'est pas du tout affecté par la même propagation pour une station donnée. En fait, les essais majoritaires (caractérisés par beaucoup d'évènements) apportent à eux seuls la majorité de la contribution dans le calcul des corrections de stations. Les petits essais subissent donc des corrections de stations qui ne sont pas adaptées à la propagation essaim-station. C'est cette distinction que l'on observe dans la figure 4.3b, dans laquelle les résidus des essais majoritaires ont diminué et les résidus des essais minoritaires (ou bien la sismicité diffuse) ont augmenté.

Après une première localisation, nous avons donc décidé de séparer les évènements par zones géographiques. La figure 4.4 montre une première carte de localisation de la sismicité, sans corrections de stations, avec le modèle de vitesse initial. Nous avons tout d'abord découpé cette carte en quatre cadrans, puis séparés les trois essais centraux. Nous avons différencié sept paquets de sismicité, chacun étant suffisamment représenté en terme de nombre de séismes pour y calculer des résidus moyens.

Nous calculons ensuite les résidus moyens de chacune des stations pour chaque essaim indépendamment. Nous effectuons ensuite une seconde localisation, séparément pour chaque essaim, avec les corrections adaptées. Ceci a permis une baisse notable des résidus, pour chacune des zones (figure 4.3c).

4.1.2 Évolution du modèle de vitesse

Nous avons précédemment décrit la construction et les caractéristiques du modèle de vitesse 3D d'onde P construit par Guyoton (1992) (figure 4.5). Bien que contraint par une grande quantité de données, ce modèle est limité par deux points majeurs.

Premièrement, le maillage (500m x 500m x 100m au centre, 2500m x 2500m x 2500m sur les flancs) n'est pas suffisant pour être adapté à l'échelle de la structure. Comme le montre la figure 4.5, les variations spatiales du modèle de vitesse ne sont pas compatibles avec la maille proposée. Des "marches d'escaliers" de variations de vitesse sont présentes sur toutes les zones de fortes variations de vitesse - que ce soit en carte ou en coupe - et peuvent induire un premier biais dans la localisation. Il serait donc intéressant de diminuer la taille des mailles du modèle de vitesse, afin de l'adapter à la structure. La détermination d'un nouveau maillage doit permettre de "lisser" suffisamment les interfaces avec une "rugosité" apparente inférieure à la précision désirée de localisation. Il est néanmoins important de rester raisonnable pour le temps calcul pour les localisations qui suivront, ainsi que de garder à l'esprit que nous n'apportons aucune information nouvelle dans ce modèle de vitesse. Une maille de 100 m x 100 m x 100 m paraît suffisante, car elle permet de diminuer la rugosité apparente, et n'a pas la prétention "d'apporter" de l'information qui n'existe pas.

4.1.2.1 Rééchantillonnage

Au vu des incertitudes et des erreurs qu'engendre un modèle de vitesse avec des interfaces franches et un pas trop grand, nous avons préféré effectuer un rééchantillonnage. Le

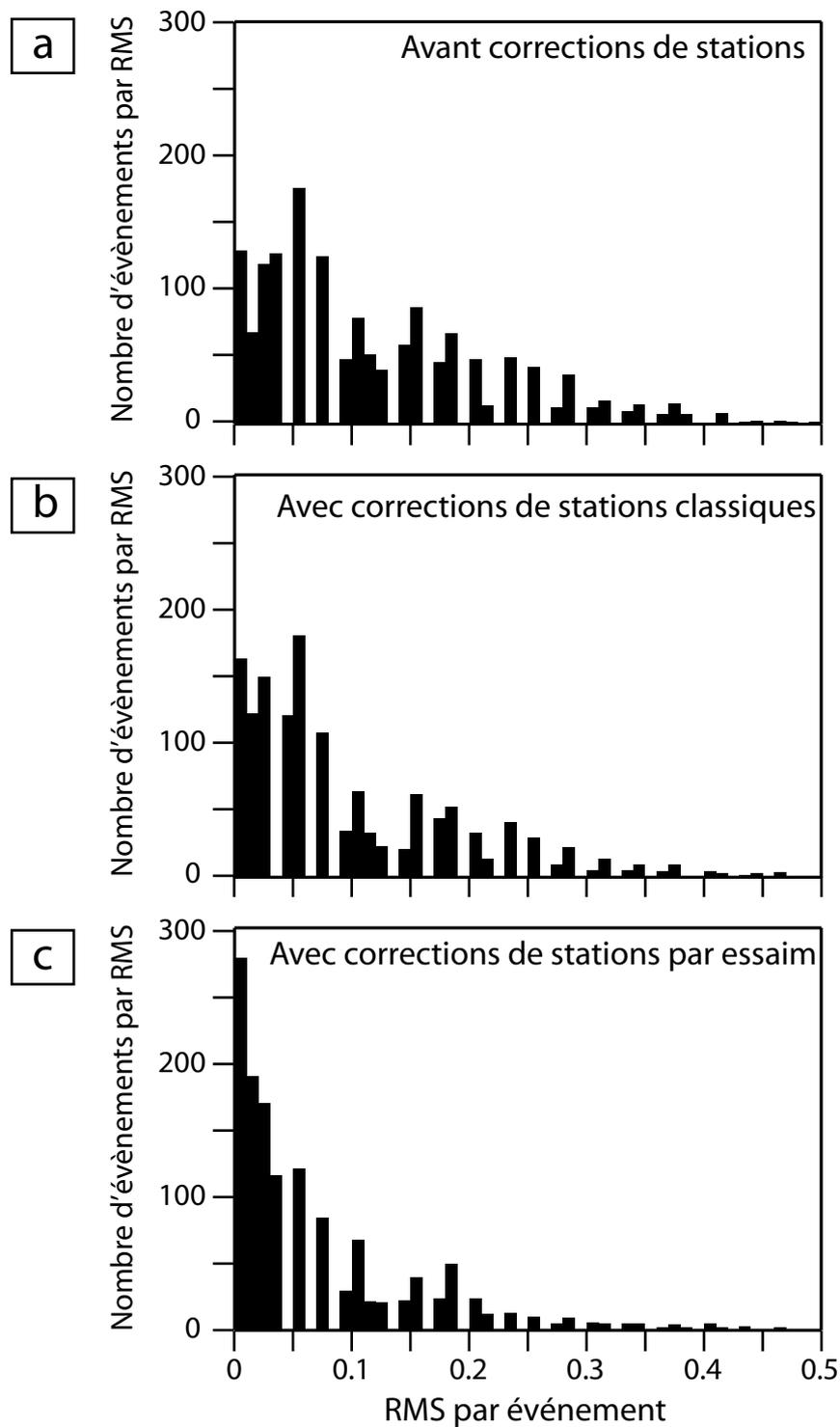


FIG. 4.3 – Diagrammes de résidus pour l'ensemble de la sismicité : (a) avant corrections de stations ; (b) avec corrections de stations globales ; (c) avec corrections de stations adaptées par essaim ou zone.

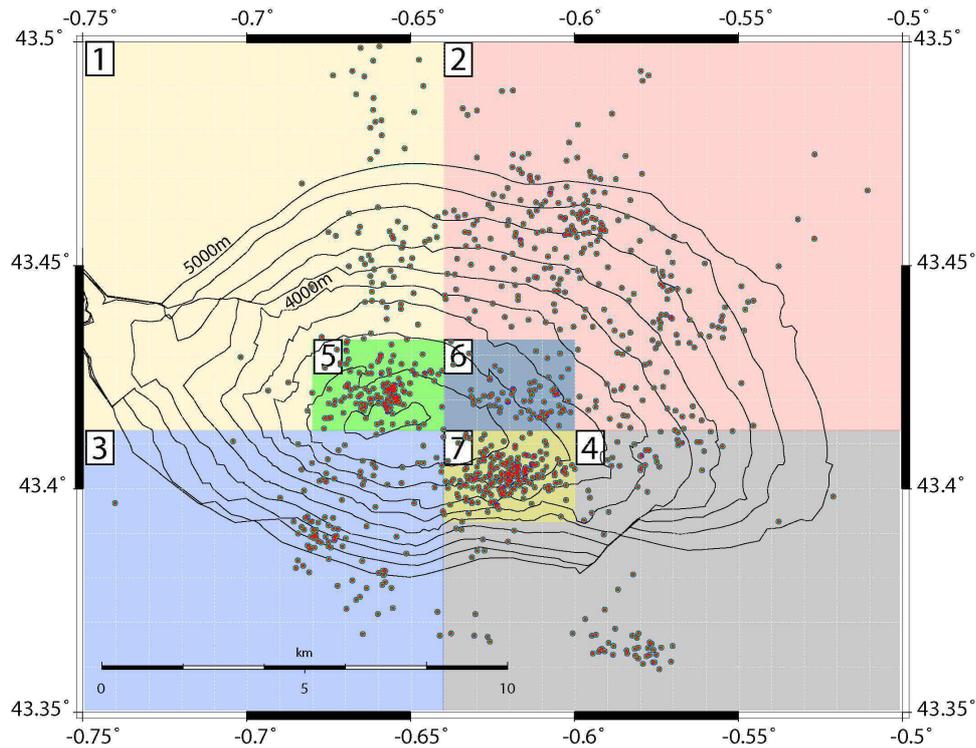


FIG. 4.4 – Localisation par Non-Lin-Loc sans corrections de stations et découpage en sept zones.

modèle a été rééchantillonné à un pas de 100 m par interpolation tri-linéaire, ou interpolation linéaire simultanée dans les trois directions. Le pas en z d'origine est de 100 m, nous l'avons donc conservé tel quel, l'interpolation devenant donc bi-linéaire. Après ce rééchantillonnage (figure 4.6), nous observons deux comportements notables. Tout d'abord, les interfaces ont perdu leur caractère "marche d'escaliers". Ce rééchantillonnage est donc une réussite de ce point de vue, mais n'a amélioré le modèle qu'au centre. Sur les bords du modèle, même rééchantillonné, la structure en bloc de grandes dimensions reste apparente (jusqu'à 5000 m x 5000 m x 2000 m). Ceci vient de la mauvaise connaissance du modèle dans ces zones. Plus précisément, les vitesses de toutes les zones non recoupées par des puits sont peu précises. Ceci inclut les flancs, l'extérieur et le dessous du réservoir.

Ensuite, nous pouvons remarquer que le modèle de vitesse est exclusivement construit avec des interfaces franches (figure 4.5). Bien que ces changements brutaux de vitesse soient réalistes (figure 1.9), ils sont cependant dangereux lors de la localisation. Que ce soit en migration sismique ou en localisation sismologique, le choix entre une interface nette ou lissée reste un problème délicat. Si le positionnement d'une interface est bien connu (grâce à un puits par exemple), il est nécessaire de conserver cette information qui va préciser fortement la localisation des évènements. À l'inverse, si le positionnement de l'interface est incertain, il devient nécessaire de lisser le modèle de vitesse. En effet, une faible erreur sur le positionnement en profondeur d'une interface caractérisée par une variation importante de vitesse peut induire des variations non négligeables dans la localisation.

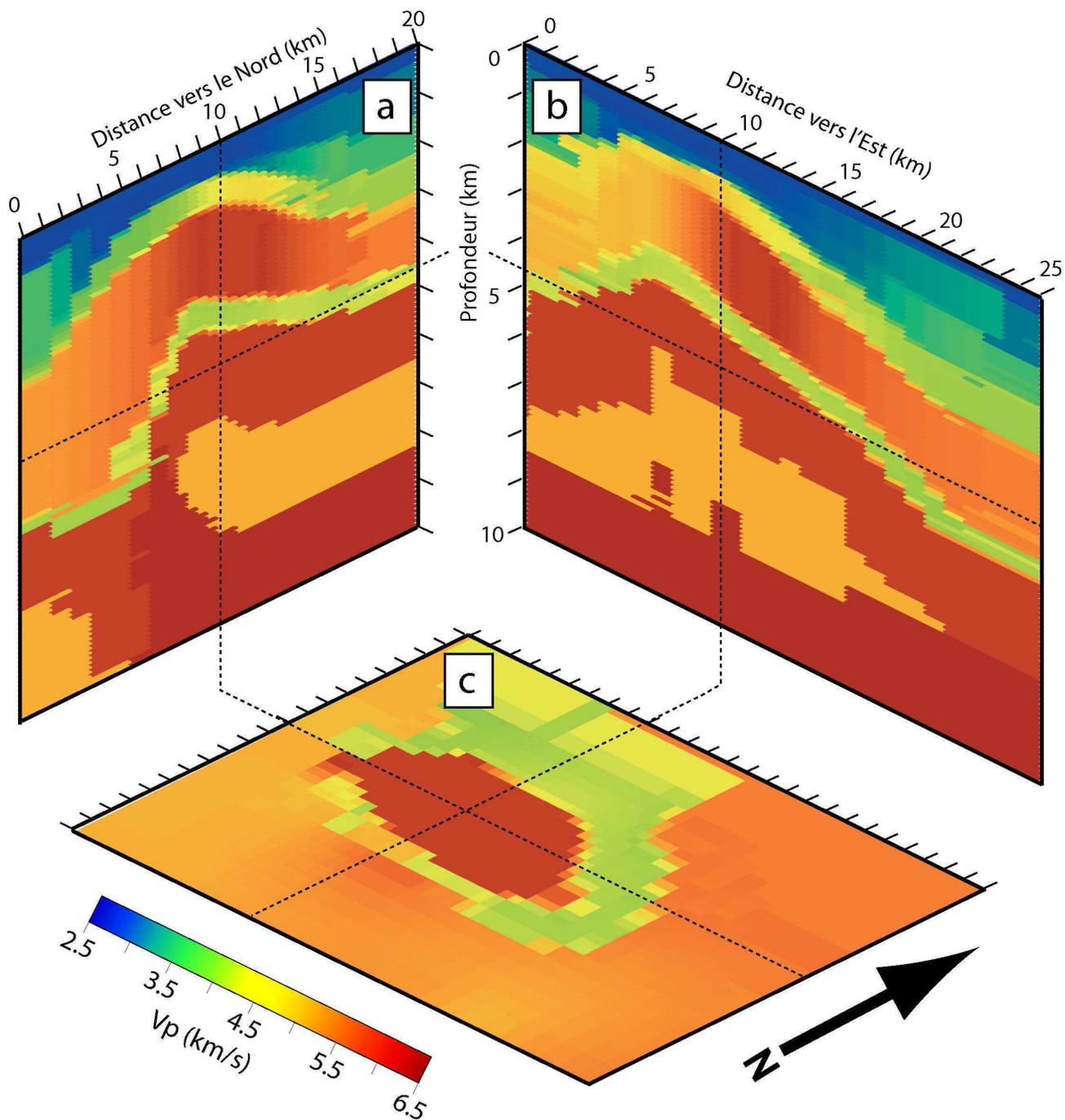


FIG. 4.5 – modèle de vitesse original de la région de Lacq [Guyoton et al., 1992].

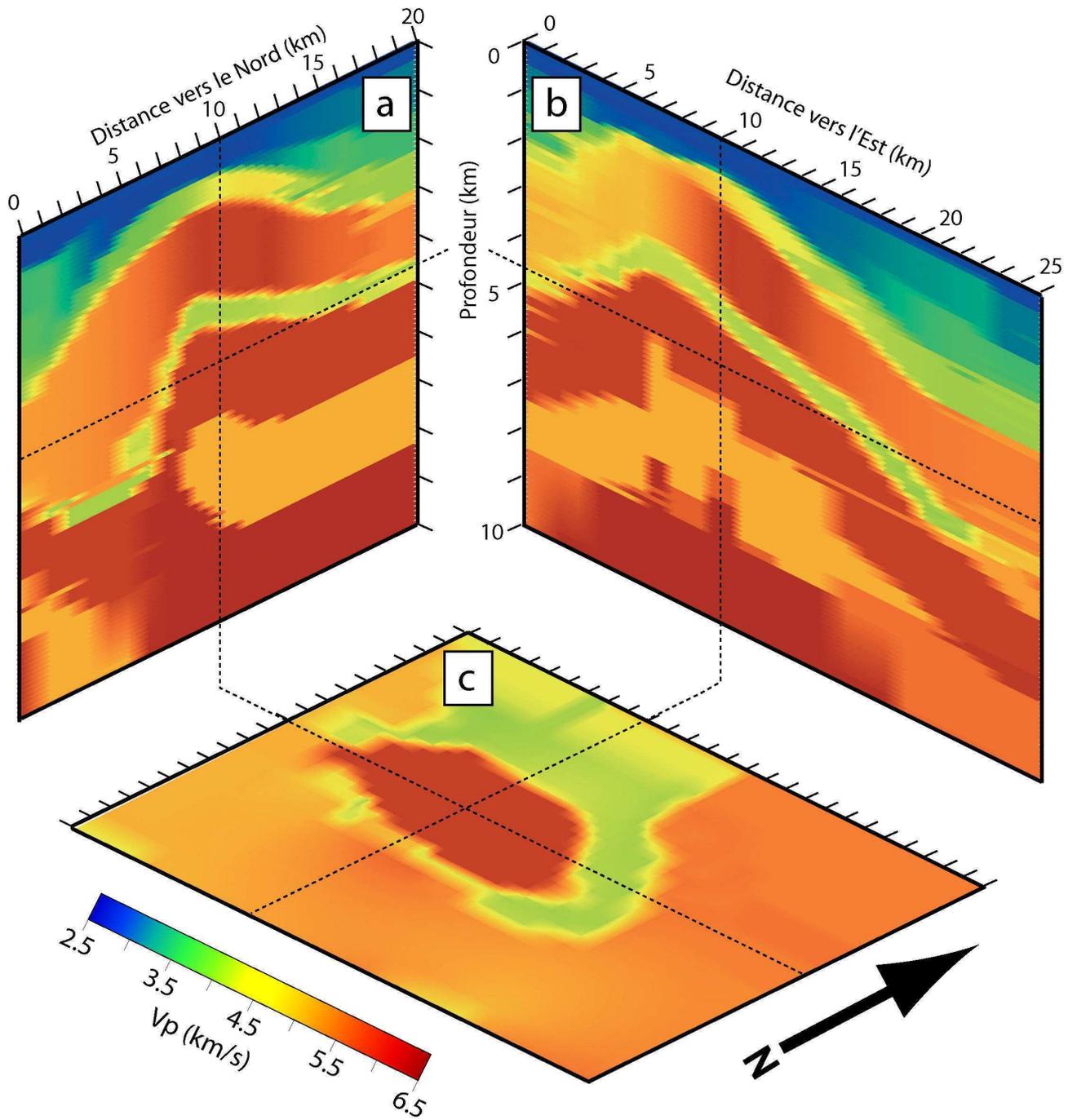


FIG. 4.6 – Modèle de vitesse rééchantillonné

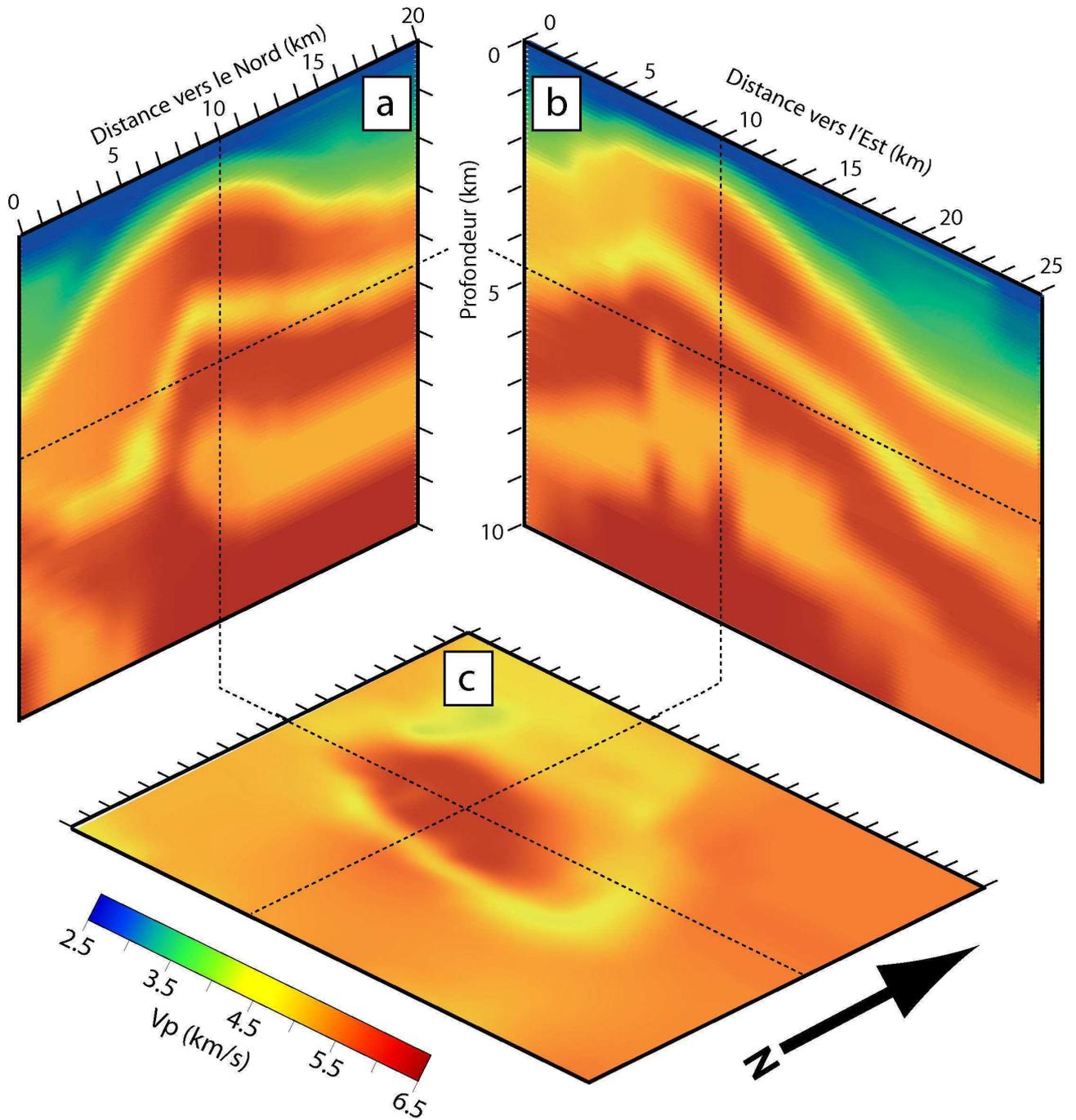


FIG. 4.7 – Modèle de vitesse rééchantillonné puis filtrage uniforme.

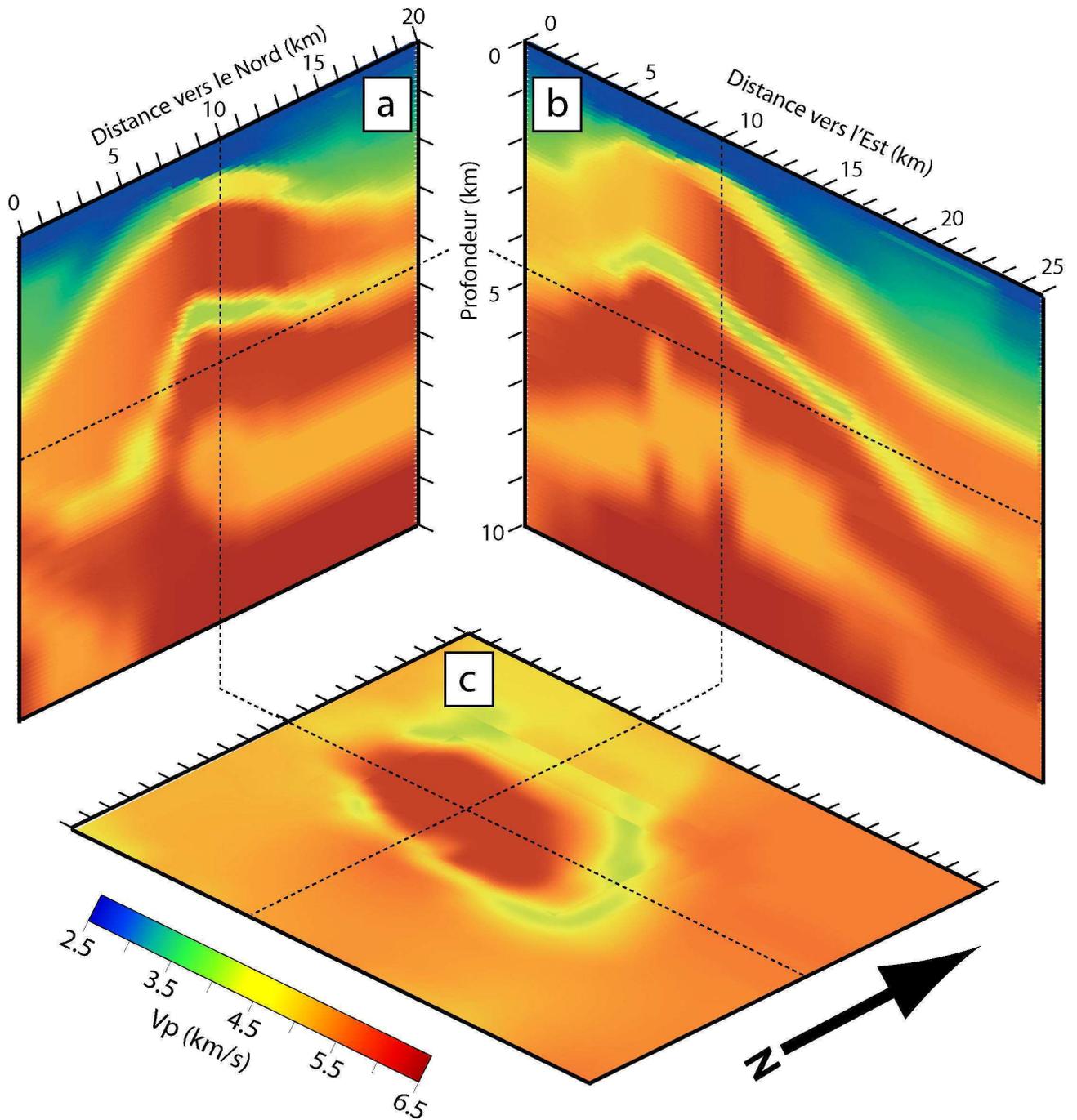


FIG. 4.8 – Modèle de vitesse de la région de Lacq, après rééchantillonnage et filtrage progressif.

4.1.2.2 Lissage

Alors que le rééchantillonnage de la partie centrale est satisfaisant, les zones moins connues nécessitent un traitement supplémentaire. Il nous a paru intéressant de lisser (filtrage spatial) le modèle de vitesse. En effet, une interface franche mal positionnée est dangereuse d'un point de vue localisation. Ce phénomène est connu en migration sismique [Yilmaz, 1994] et le lissage est un traitement largement utilisé. Avec un filtrage médian, la vitesse moyenne est conservée et les localisations deviennent moins dépendantes du positionnement des interfaces. Nous avons donc appliqué un filtre spatial, réalisant une moyenne des vitesses sur 5 (de -2 à +2) échantillons dans les trois directions. Ce modèle lissé est présenté dans la figure 4.7.

4.1.2.3 Essais de localisation

Nous avons désormais à notre disposition deux modèles distincts, l'un caractérisé par des interfaces nettes avec une maille de 100 m, l'autre étant la version lissée du premier. Afin d'estimer lequel est le plus adapté, nous allons effectuer la localisation des événements avec chacun des modèles. Dans les deux cas, nous avons effectué une première localisation pour calculer les résidus à chaque station selon la zone de prélocalisation (voir section 4.1.1.4 et figure 4.4), puis relocalisé avec les corrections de stations adaptées selon la zone. Les résultats ont montré un comportement assez net. Dans le cas du modèle de vitesse lissé, les résidus des événements dont les rais se sont propagés par les flancs du réservoir sont de meilleure qualité qu'avec le modèle non lissé. Par contre, nous observons une augmentation des résidus pour les événements dont les rais se sont propagés par le centre du modèle. Le lissage améliore donc le modèle dans les zones mal connues, mais il dégrade ce même modèle dans les zones bien connues. Les puits sont majoritairement concentrés au centre du réservoir et le positionnement des interfaces entre le réservoir et la surface dans la partie centrale est bien connu. De plus, il s'agit de la zone du maillage optimal d'origine (500 m x 500 m x 100 m). Le lissage a donc dégradé le centre du modèle afin de privilégier les flancs.

4.1.2.4 modèle de vitesse hybride

Dans le but de (i) conserver la qualité de positionnement des interfaces dans la zone centrale du modèle de vitesse et (ii) profiter des apports du lissage sur les flancs, nous allons bâtir un modèle de vitesse hybride. Nous pouvons en effet choisir de conserver les interfaces nettes et calées en profondeur du toit du réservoir tout en lissant le modèle sur les flancs. Le modèle de vitesse que nous proposons est une version rééchantillonnée du modèle initial à 100 m (comme les versions précédentes), mais avec un degré de lissage variable et évolutif : d'important sur les bords (lissage avec fenêtre de 5 échantillons) à inexistant au centre près de la surface. Ce modèle de vitesse a donc un degré de précision de vitesse et de positionnement des interfaces dépendant de la qualité des données d'origine qui ont permis de le construire. Grâce à ce nouveau modèle de vitesse, les localisations ont montré des résidus diminués pour tous les essaïms et toutes les stations. Les résultats des localisations sont discutés dans la section suivante. Le modèle hybride (rééchantillonnage sur la totalité et lissage progressif vers les flancs) est montré dans la figure 4.8.

Le tableau 4.1 montre le RMS (Root Mean Square équivalent au résidu absolu moyen) moyen pour tous les séismes selon le modèle de vitesse et les corrections de stations utilisés. L'utilisation du modèle original et des corrections de stations classiques donne un RMS

| | Modèle original | Modèle lissé | Modèle hybride |
|--------------------------------|-----------------|--------------|----------------|
| Pas de corrections de stations | 0.198 | 0.160 | 0.154 |
| Corrections classiques | 0.172 | 0.134 | 0.120 |
| Corrections par essaim | 0.144 | 0.105 | 0.095 |

TAB. 4.1 – RMS moyens pour les différentes variations du modèle de vitesse et de corrections de stations. Les RMS sont deux fois plus faibles en utilisant un modèle de vitesse hybride et des corrections de stations par essaims.

moyen de 0.172. Nos améliorations cumulées ont permis de descendre ces RMS moyens à 0.095, montrant ainsi une meilleure adéquation entre modèles de vitesse et temps d'arrivées.

En utilisant le modèle de vitesse hybride et les corrections de stations par zone, nous obtenons la localisation de 1639 séismes locaux. La figure 4.9 montre ces 1639 évènements disponibles, quelle que soit la qualité de leur localisation. L'extension de la carte et la profondeur de la coupe ont été choisies de façon à représenter tous les séismes localisés. Nous remarquons que la sismicité est réellement focalisée sur le réservoir. Alors que les limites est, ouest et sud sont relativement franches, la limite nord est beaucoup plus diffuse. Les séismes y sont localisés jusqu'à une dizaine de kilomètres au nord du réservoir. Nous remarquons aussi que quelques évènements sont localisés au niveau du gisement de Meillon-Saint Faust (sud-est de la carte). En coupe, nous voyons des séismes localisés jusqu'à 15 km de profondeur et aucune localisation plus profonde n'a convergé.

Nous allons désormais estimer les incertitudes de localisation, étape indispensable pour une interprétation fiable des résultats.

4.1.3 Estimation des incertitudes

La localisation d'un séisme est une inversion de quatre paramètres (t_0, x, y, z) et sa qualité provient de la combinaison des termes suivants :

- la répartition géographique des stations par rapport à l'évènement localisé ;
- le nombre de pointés des ondes P et S (pour l'amélioration de la détermination du t_0 en particulier) ;
- la qualité des pointés ;
- le modèle de vitesse.

Dans le cas de la sismicité de Lacq, plusieurs de ces points sont bien déterminés. Le premier point positif est l'utilisation d'un modèle de vitesse 3D, déterminé principalement grâce à des données de puits. De nombreuses incertitudes persistent et des améliorations pourraient être apportées (monitoring de l'évolution temporelle des vitesses grâce aux données de puits par exemple). De plus, sa fiabilité est dépendante de la localisation (différence entre centre et flancs). Le second point positif pour les localisations est la densité et la répartition géographique des stations du réseau local de surveillance. Un évènement localisé au centre du réseau sera bien localisé, mais les localisations à l'extérieur ou sur les bords sont plus incertaines. Le modèle de vitesse et la géométrie du réseau sont donc dépendants de l'éloignement du centre.

La limitation la plus importante pour les localisations est sans aucun doute l'absence d'ondes S, hormis pour la station USI. Même sans modèle de vitesse d'onde S bien déterminé, la détermination de la profondeur du séisme est largement améliorée avec l'utilisation conjointe de phases P et S. La seconde source d'incertitude est la qualité du pointé. Les enre-

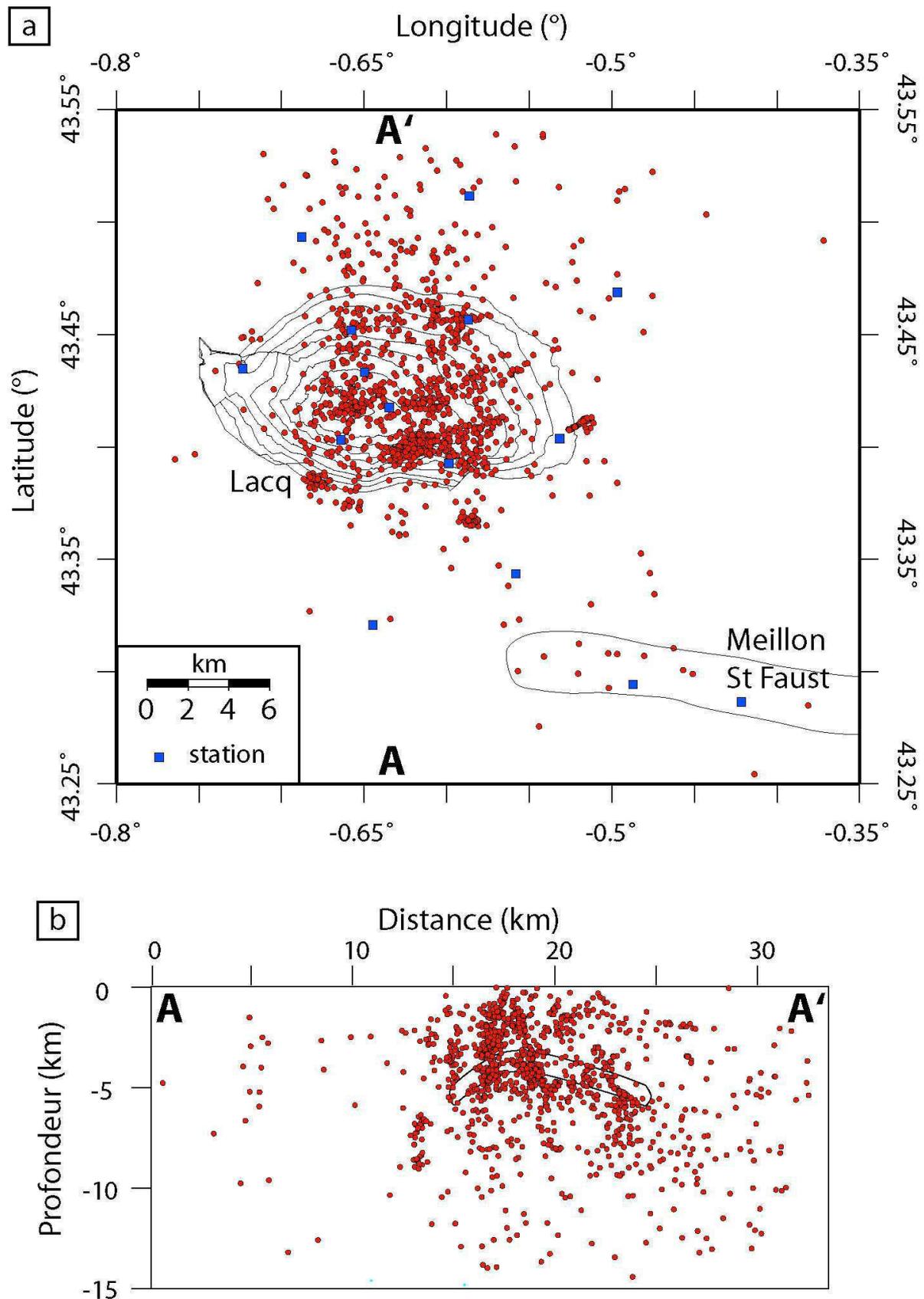


FIG. 4.9 – Localisation des 1639 événements localisés avec le modèle de vitesse hybride et les corrections de stations par zones en carte (a) et en coupe Sud-Nord (b).

gistements sont réalisés avec des taux d'échantillonnage de 100 ou 150 Hz, ce qui induit une incertitude élémentaire de 0.01 ou 0.0066667 s dans le meilleur des cas. En réalité, étant donnée l'amplitude moyenne des séismes par rapport au bruit ambiant, l'incertitude moyenne de la plupart des pointés est plutôt de plus ou moins 2 échantillons pour les événements de magnitude moyenne ou faible, soit 0.05 ou 0.03 s, même pour les arrivées en impétus. Pour une vitesse d'onde P moyenne de 4000 m/s, 0.05 s d'incertitude induit une incertitude minimale théorique de 200 m pour chaque couple événement-station.

Le programme de localisation Non-Lin-Loc permet une estimation des incertitudes grâce à la prise en compte de ces paramètres [Lomax et al., 2000] de la manière suivante :

- L'estimation de l'incertitude prend en compte la distribution des stations par rapport à la localisation de l'évènement. Ce paramètre de géométrie est fondamental et très dépendant de la localisation de l'évènement dans notre cas d'un réseau à faible ouverture. Il est totalement dépendant de la localisation et est estimé lors de l'inversion.

- L'incertitude de mesure est prise en compte via le poids donné aux pointés et le taux d'échantillonnage. Comme dit précédemment, cette limite élémentaire ne peut pas être diminuée. Ce paramètre provient de l'échantillonnage des données brutes elles-mêmes (150 Hz pour le réseau IPGS et 100 Hz pour le réseau LGIT).

- L'incertitude sur les temps de parcours calculés entre événements et stations, provenant principalement de l'incertitude du modèle de vitesse est elle aussi prise en compte. L'erreur de temps d'arrivée estimé est de l'ordre de grandeur des RMS moyens. Une valeur d'erreur de temps de parcours maximum moyen de 0.03 s est représentative de la plupart des stations pour la plupart des essais et les stations lointaines au niveau de Meillon-St Faust ont des incertitudes beaucoup plus élevées (0.3 s).

- Le dernier paramètre est l'échelle spatiale des variations de vitesse dans le modèle. Ce paramètre est estimé entre 0.1 km au centre et 0.5 km sur les flancs.

Les incertitudes estimées par Non-Lin-Loc pour les événements du centre du réservoir sont approximativement de 500 m en vertical et moins de 250 m en horizontal. Les séismes périphériques ou profonds sont localisés avec une incertitude estimée de 3000 m en vertical et 1500 m en horizontal. Hors du réservoir, les incertitudes augmentent très vite avec l'éloignement, jusqu'à plus de 6 km d'incertitude pour les événements localisés à 10 km du réservoir. Toutes ces incertitudes restent importantes compte tenu de la taille de l'objet d'étude. Les différentes méthodes de localisation utilisées [Feignier and Grasso, 1990, Volant, 1993] ont d'ailleurs toujours montré une grande variabilité de la profondeur des événements, prouvant que les incertitudes étaient largement sous-estimées.

Nous avons décidé d'éliminer tous les événements dont les incertitudes absolues étaient supérieures à 4 km, ainsi que lorsque le RMS était supérieur à 0.2 (figure 4.10). Les événements ainsi éliminés réduisent fortement la taille de la zone d'étude. Les barres d'erreur représentent l'incertitude moyenne par zone, déterminées en calculant des moyennes par essai.

Néanmoins, nous gardons à l'esprit qu'il est encore possible d'améliorer la qualité des localisations dans l'avenir grâce à l'utilisation d'ondes S. Les améliorations apportées au modèle de vitesse et aux corrections de stations ont permis de localiser de façon fiable 1268 événements enregistrés entre 1974 et 1997.

4.1.4 Calcul des magnitudes

À partir des localisations, il est possible de calculer la magnitude locale des événements. Cependant, nous ne possédons ni les traces avant 1989, ni les paramètres qui avaient été

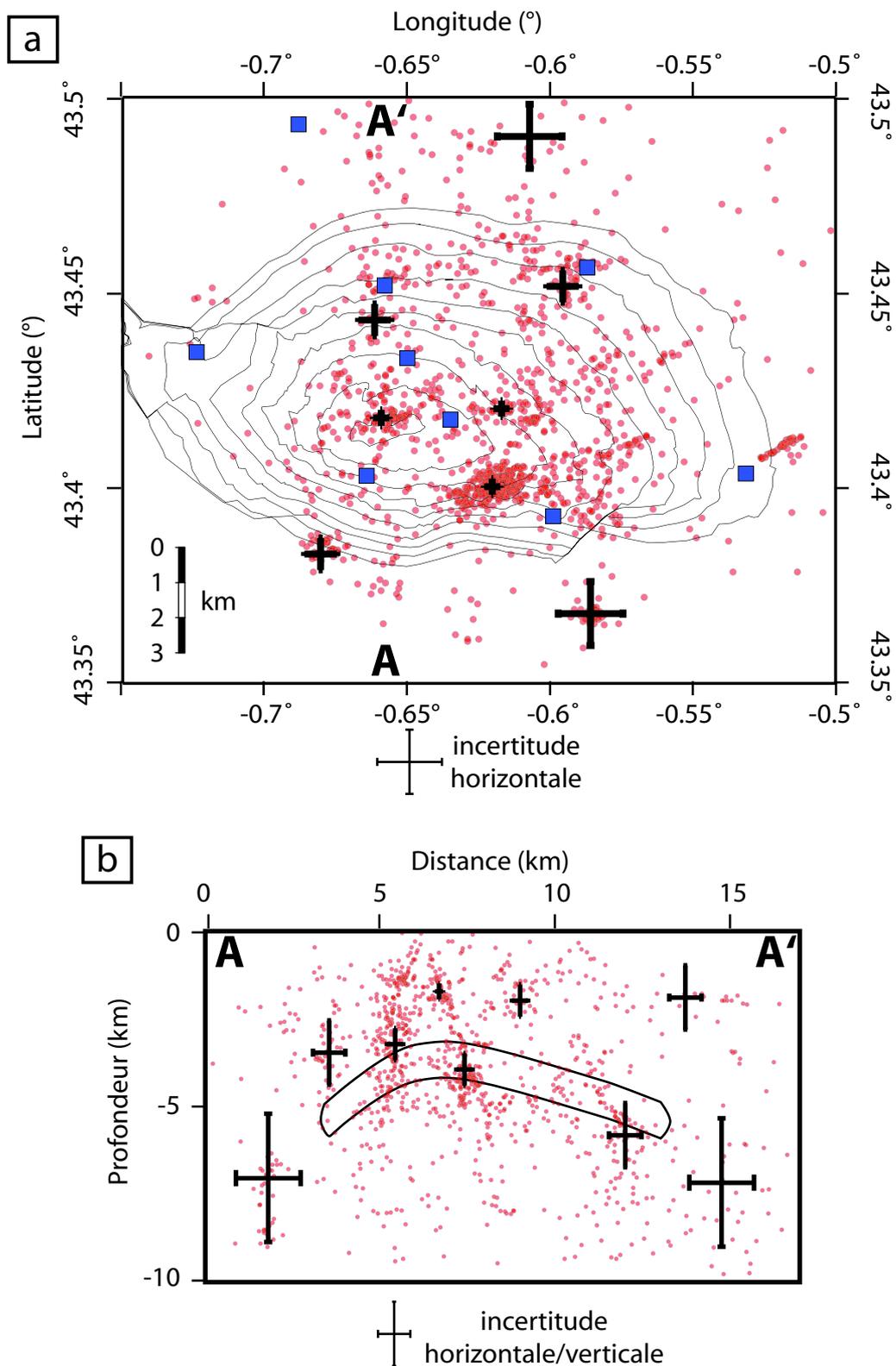


FIG. 4.10 – Localisation et incertitudes en carte (a) et coupe sud-nord (b). Les incertitudes horizontales et verticales moyennes par zone sont représentées par des barres d'erreur.

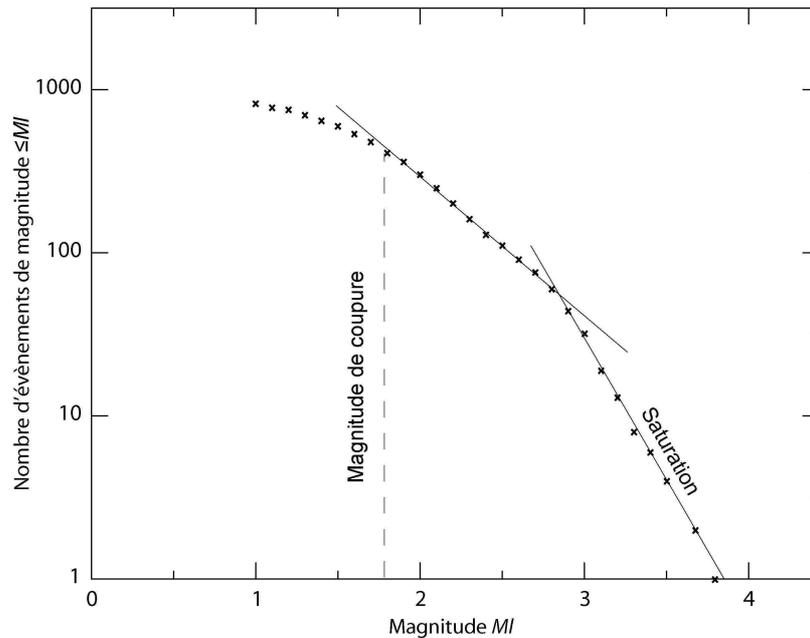


FIG. 4.11 – Relation Fréquence-Magnitude entre 1975 et 1997 à partir d’une loi de calcul de magnitude locale déterminée par régression linéaire depuis les magnitudes calculées par Boyer [Boyer, 1996]. Les sismogrammes saturés rompent la pente pour $M > 3$. Le coefficient b ne peut être calculé que sur la portion centrale ($b = 0.82$).

utilisés pour le calcul de ces magnitudes dans les études précédentes. Nous avons décidé de calculer une magnitude locale d’amplitude à partir d’une loi de type :

$$MI = \frac{\sum_i (a \cdot \log(\text{amplitude}_i) + b \cdot \log(\Delta_i) + c)}{nsta}$$

(avec *amplitude* l’amplitude maximale du signal, Δ_i la distance épacentrale, i la station et *nsta* le nombre total de stations), mais il est nécessaire de déterminer les paramètres a , b , c .

4.1.4.1 Loi locale

Les magnitudes ayant déjà été estimées lors des études précédentes, nous avons décidé d’utiliser ces résultats afin de déterminer les paramètres nécessaires au calcul des magnitudes de nos nouvelles localisations. Nous avons à notre disposition toutes les traces entre 1989 et 1997. Des magnitudes ont déjà été calculées entre 1989 et 1995 et il est donc possible d’en extraire la loi de calcul des magnitudes par régression linéaire. Néanmoins, lorsque nous avons appliqué la loi extraite, les relations fréquence-magnitude ont présenté une anomalie (figure 4.11). De la même manière que lors des études précédentes [Volant et al., 1992, Lahaie and Grasso, 1999], nous observons une augmentation brutale de la pente (coefficient b) pour les magnitudes $MI > 3.0$.

Après vérification dans la base de données, il s’avère que les enregistrements des événements dont la magnitude est supérieure à $M > 3$. sont tous saturés, hormis pour les stations les plus lointaines (exemple dans la figure 4.12).

Ce comportement spécifique de la relation fréquence-magnitude était auparavant attribué à la limite de taille maximale des failles préexistantes et est donc fortement remis en question

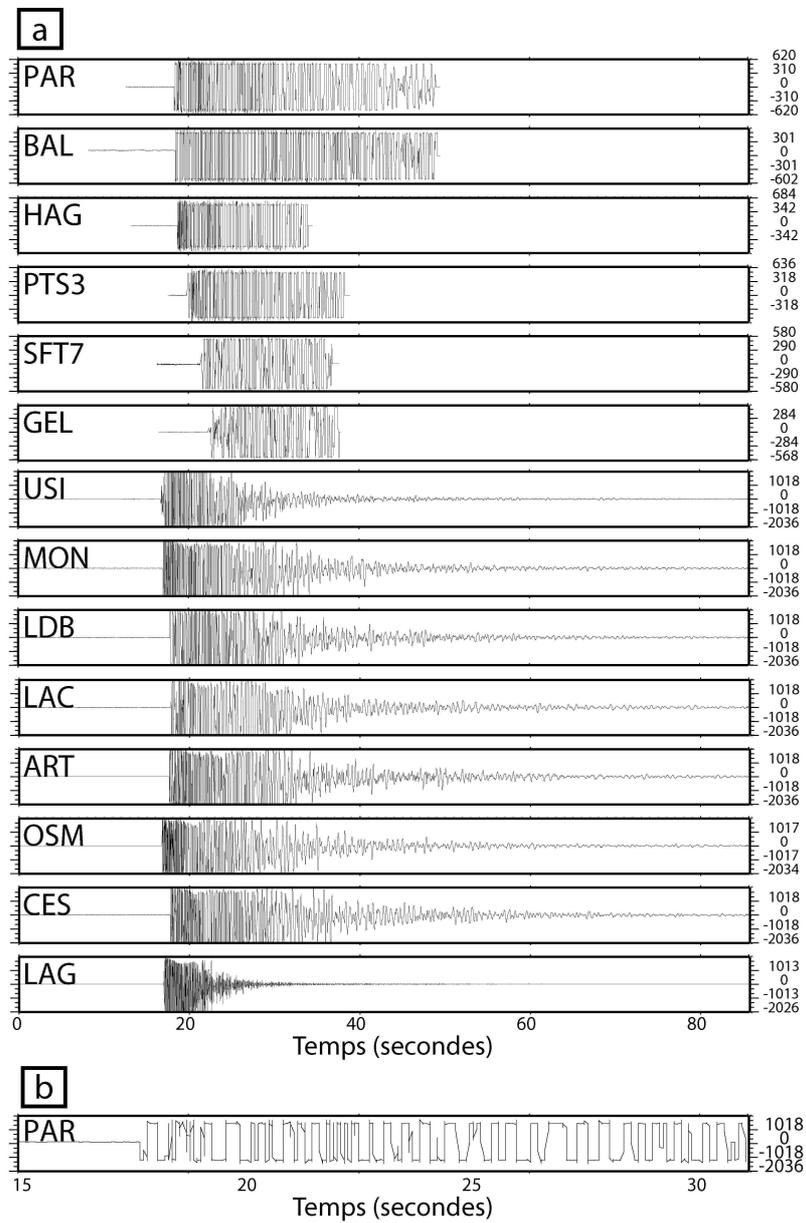


FIG. 4.12 – (a) Sismogrammes du séismes du 04/12/1997 de magnitude 4.2 ; (b) zoom sur la station PAR

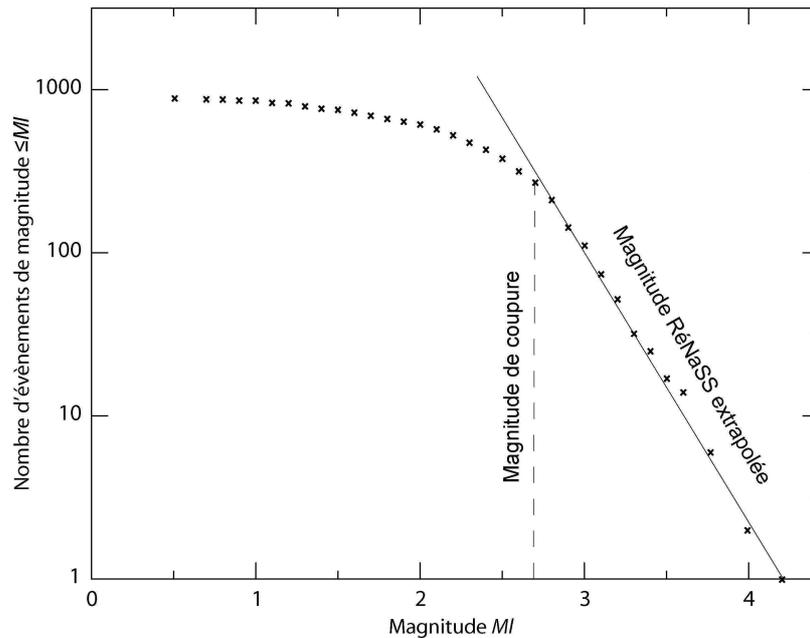


FIG. 4.13 – Relation Fréquence-Magnitude entre 1975 et 1997 à partir d’une loi de calcul de magnitude locale déterminée par régression linéaire depuis les magnitudes RéNaSS entre $2.3 \geq Ml \geq 3.0$. Surestimation des faibles magnitudes, coefficient b trop important ($b = 1.7$).

aujourd’hui. Une seconde anomalie existe dans cette base de données. De nombreux évènements entre 1980 et 1989 ont été éliminés. En regardant les données RéNaSS, nous avons repéré un nombre non négligeable (65) d’évènements de magnitude $M > 2.7$ éliminés de la base de données locale, modifiant ainsi fortement les relations fréquence-magnitude. Il apparaît en fait qu’il s’agit de localisations n’ayant pas convergé avec REL3D (mais réussies avec NonLinLoc). Cependant, sur les 200 évènements dans ce cas, la proportion de 65 évènements de magnitude $M > 2.7$ trouble de manière importante les relations fréquence-magnitude.

4.1.4.2 Extrapolation des magnitudes RéNaSS

Nous ne pouvons nous affranchir de la saturation des sismogrammes existants. Or, le RéNaSS a enregistré et calculé des magnitudes sur des sismogrammes non saturés pour tous les évènements de magnitude supérieure $M \geq 2.3$. Il existe d’ailleurs une gamme d’évènements entre magnitudes $2.3 \leq M \leq 3.0$ qui sont (i) enregistrés par le RéNaSS et (ii) enregistrés et non saturés sur le réseau local. Une possibilité de détermination d’une loi de magnitude locale consiste en deux points distincts :

- l’extraction d’une loi de magnitude locale à partir d’une régression linéaire depuis les magnitudes RéNaSS pour les évènements non saturés sur le réseau local et enregistrés sur le RéNaSS ($2.3 \leq M \leq 3.0$).
- la correction de la magnitude des évènements saturés en récupérant les magnitudes RéNaSS pour les évènements $M > 3.0$.

La loi de magnitude locale ainsi calculée est homogène. La relation fréquence-magnitude qui en découle est donnée dans la figure 4.13.

Les magnitudes calculées sont fortement surestimées pour les petits évènements (coefficient b trop fort). La magnitude minimale de détection serait alors de $M = 2.5$, ce qui semble

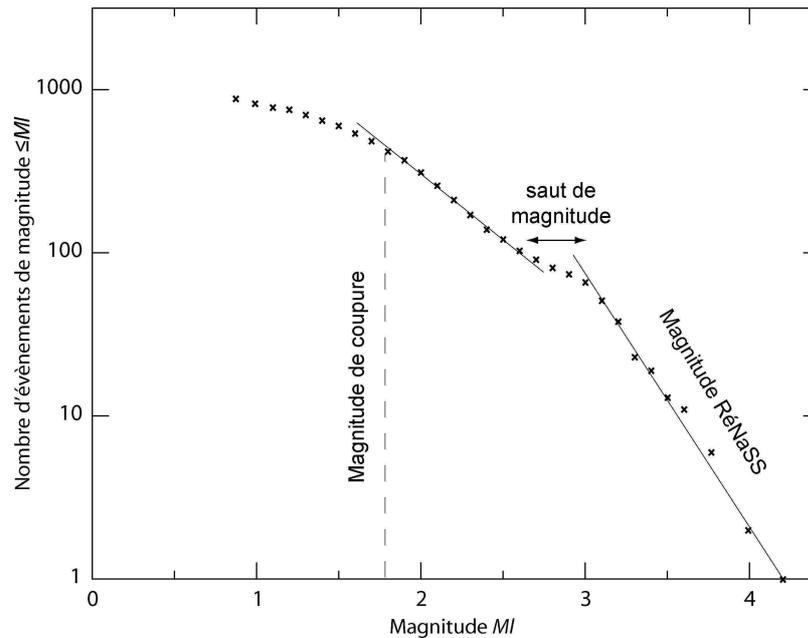


FIG. 4.14 – Relation Fréquence-Magnitude entre 1975 et 1997 à partir d'une loi de calcul de magnitude locale déterminée par régression linéaire depuis les magnitudes calculées par Boyer [Boyer, 1996] pour les événements non saturés du réseau local, puis corrigées avec les magnitudes RéNaSS pour les sismogrammes saturés sur le réseau local. Le coefficient b calculé sur la portion centrale est fixe ($b = 0.82$), mais semble surestimé pour les $Ml > 3.0$.

peu vraisemblable. Cette loi n'est donc pas acceptable comme loi locale.

4.1.4.3 Combinaison d'une loi locale et des magnitudes RéNaSS

La dernière possibilité est la construction d'une loi hybride de calcul des magnitudes avec :

- l'utilisation de la loi de calcul de magnitude locale déterminée par régression linéaire pour les événements non saturés à partir des magnitudes locales calculées par Boyer entre 1989 et 1995 (premier cas),
- suivi de la correction des $Ml > 3.0$ par les magnitudes RéNaSS.

La relation fréquence-magnitude qui en résulte est donnée dans la figure 4.11.

Les corrections apportées ne sont pas satisfaisantes. Nous y observons une distorsion au niveau des magnitudes de $M = 3.0$. Il n'existe effectivement aucune continuité entre les deux calculs de magnitudes (calcul à partir des amplitudes et calcul RéNaSS). De plus, la rupture de pente observée dans la relation temps-fréquence sans corrections des événements saturés existe encore, bien que légèrement corrigée.

Il apparaît donc qu'avec un simple calcul de magnitude locale basée sur l'amplitude, il ne paraît pas possible d'extraire une relation fréquence-magnitude satisfaisante. L'utilisation d'une loi de magnitude basée sur la durée de la coda semble être une solution possible à notre problème. En effet, une magnitude de durée s'affranchirait des problèmes de saturation des enregistrements. Cependant, une partie des données (1974-1988) reste inaccessible et la jonction entre anciennes magnitudes (1974-1988) et magnitudes de durée pour la période 1989-1997 restera hétérogène. Il sera donc important de réaliser un calage subtil entre ces deux périodes. De plus, étant donné que les variations de profondeur entre événements ne

sont pas négligeables par rapport aux variations de distance épacentrale, une correction de profondeur semble indispensable.

Il apparaît donc qu'il existe plusieurs techniques qui pourraient permettre d'améliorer grandement le calcul des magnitudes. Cependant, l'utilisation et l'interprétation des magnitudes des événements ne sont pas un de nos objectifs prioritaires et nous avons décidé d'utiliser les magnitudes déjà calculées par la loi de magnitude hybride, bien qu'elle ne soit que peu satisfaisante. En effet, bien que loin d'être idéale, cette loi permet d'estimer l'ordre de grandeur de la plupart des événements, tout en sachant qu'aucune étude spécifique ne peut être réalisée à partir de ces magnitudes. Nous utiliserons donc ces magnitudes hybrides par la suite, en les considérant comme étant de simples estimations.

4.1.5 Résultats de localisation absolue

Nous avons mis à jour toute la chaîne de traitement initial des données sismologiques. Un résumé de ce traitement complet est donné dans la figure 4.15.

4.1.5.1 Carte générale

Grâce aux localisations, estimations des incertitudes (éliminations des mauvaises localisations) et au calcul des magnitudes, nous avons représenté dans la figure 4.16 une carte de la sismicité et des magnitudes associées. Notons que de nombreux événements n'avaient pas été localisés avec la technique HYPO71 - REL3D. Leurs magnitudes n'avaient donc pas été déterminées. Parmi ces événements, plus de 200 ont eu lieu avant 1989. Ne possédant pas les traces de cette période, nous ne pouvons donc pas mettre à jour les magnitudes, sauf pour les 65 événements $M > 2.7$ enregistrés par le RéNaSS. Par manque d'information, nous avons attribué une magnitude $M = 1$ pour les autres événements.

L'interprétation de cette carte permet de relever quelques points généraux.

- La sismicité peut être différenciée en deux types distincts : sismicité regroupée en essaims et sismicité diffuse. Il existe des noyaux durs focalisés dans toute la partie sud du réservoir et une sismicité beaucoup plus diffuse au nord. Il est cependant important de tempérer cette remarque. En effet, les localisations des séismes au niveau du réservoir sont fiables, mais la sismicité au nord l'est beaucoup moins. La géométrie du réseau (peu de stations au nord) et la moins bonne définition du modèle de vitesse dans cette zone nous amène à penser qu'il est possible que la sismicité du nord du gisement soit regroupée par essaims ou le long de grands accidents, mais aucun moyen ne nous permet de le vérifier. Seule une localisation plus élaborée (localisation relative ou amélioration du modèle de vitesse et utilisation d'ondes S) permettrait d'en savoir plus. Nous considérerons donc la sismicité du nord comme diffuse, mais avec réserve.

- L'extension de la zone sismique est délimitée de manière assez franche. Hormis au nord, la zone de sismicité s'arrête de manière assez brutale. Il est tout de même important de rappeler que quelques séismes ont été localisés au delà de ces limites, mais leur fort RMS (Root Mean Square), ou résidus moyens, nous ont forcé à les éliminer. Certains séismes ont même été localisés hors carte, mais avec des incertitudes non acceptables (> 4 km).

- Une délimitation nette apparaît entre une zone asismique à l'ouest et le reste du réservoir. Cette différenciation avait déjà été décrite dans les études précédentes [Grasso and Wittlinger, 1990, Feignier and Grasso, 1990]. La station localisée tout à l'ouest (station LAC, depuis 1974) prouve que cette zone asismique n'est pas due à une lacune dans la géométrie des stations.

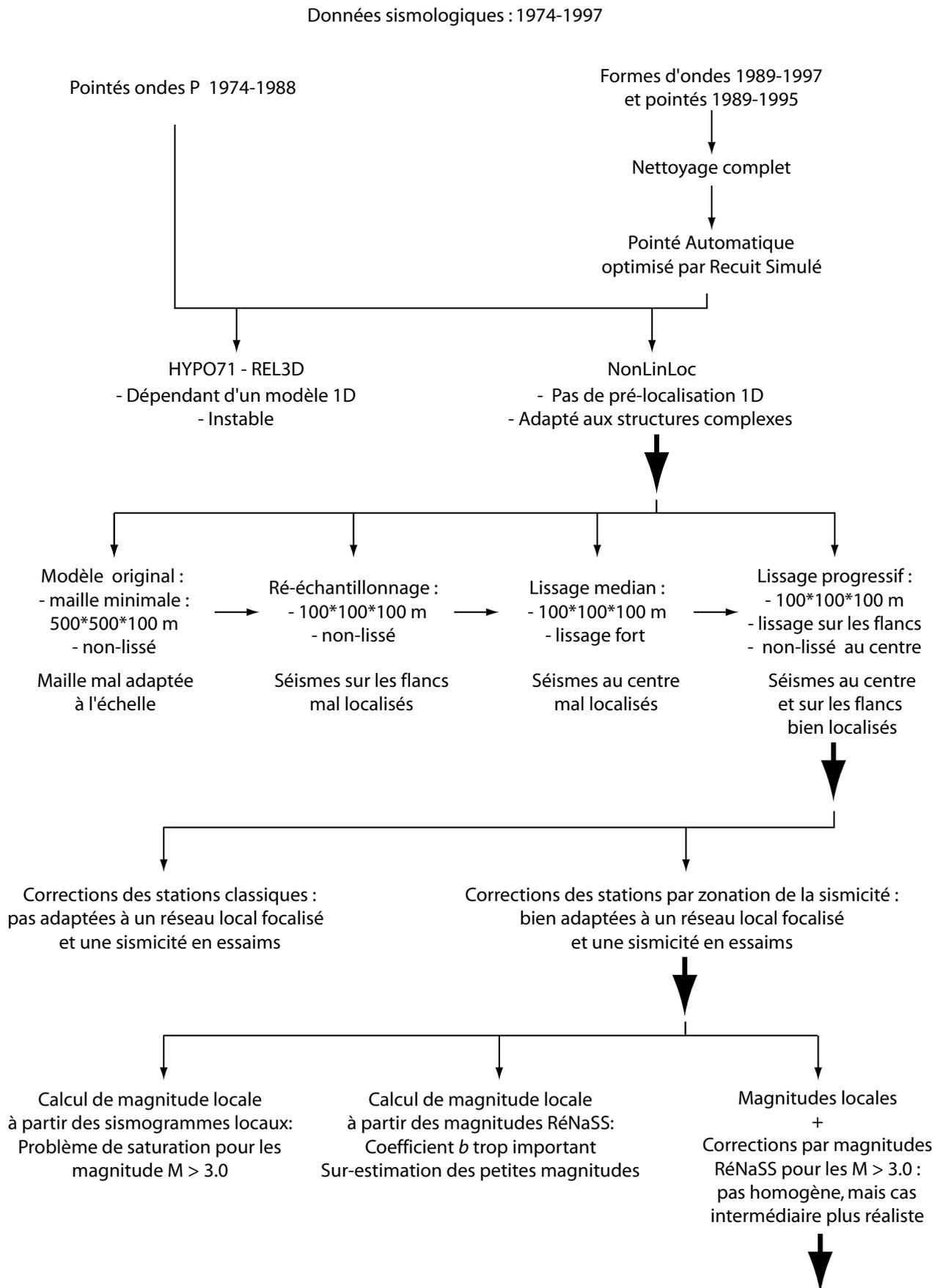


FIG. 4.15 – Synthèse de la mise à jour des données et des traitements sismologiques.

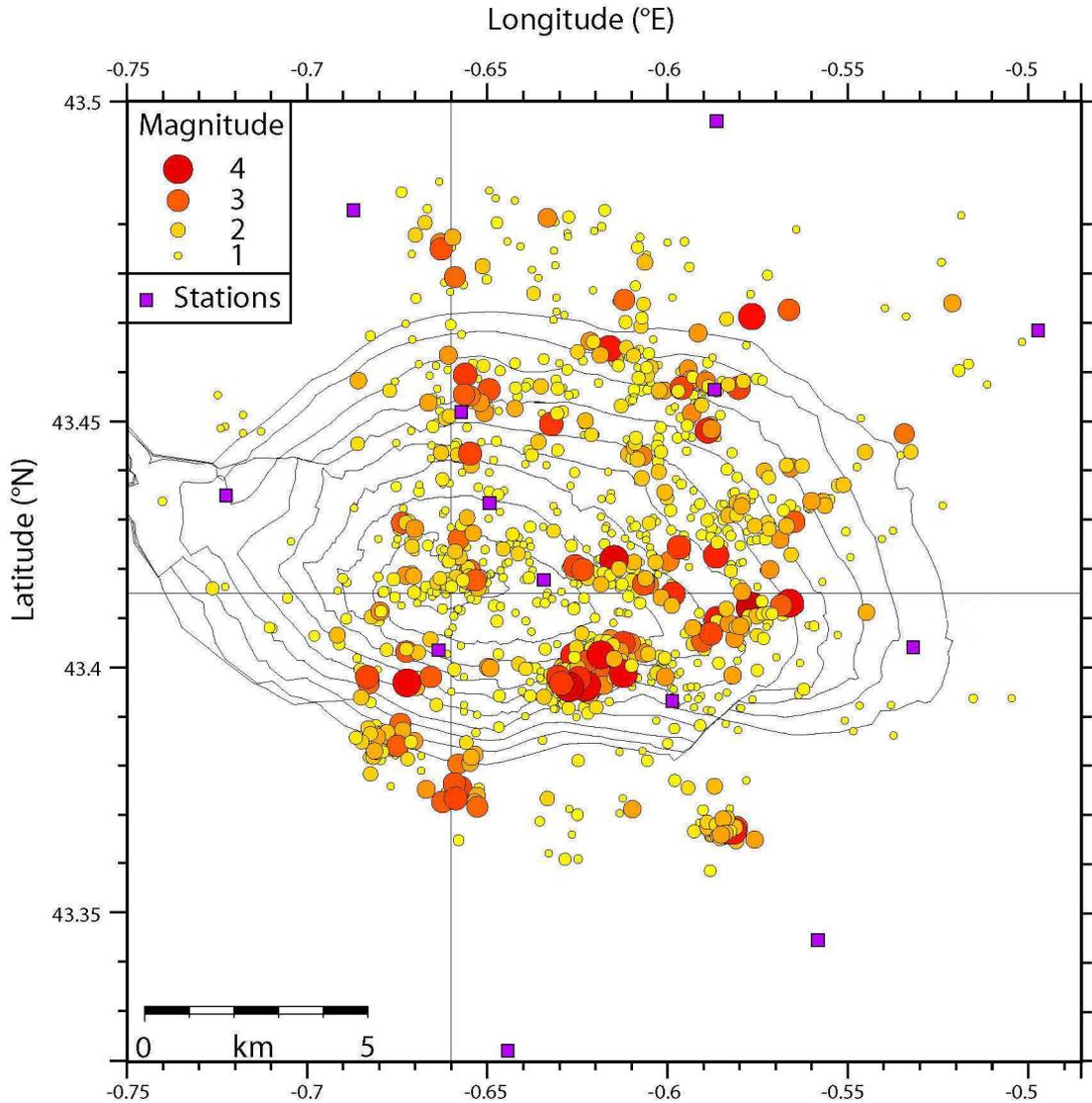


FIG. 4.16 – Carte de localisation de la sismicité entre 1989 et 1997 : Les évènements sont représentés en fonction de leur magnitude, et seuls les évènements avec des RMS inférieurs à 0.2 et incertitudes < 4 km sont conservés. Lorsque des évènements n'ont pas de magnitude calculable, nous la fixons arbitrairement à 1.0 dans cette représentation. Les stations (carrés violets) ne sont pas toutes représentées sur cette carte : les quatre stations localisées autour du gisement de Meillon-St Faust sont hors carte au sud-est.

4.1.5.2 Interprétation spatiale

Nous avons vu que la sismicité est caractérisée par plusieurs essaims et une sismicité plus diffuse. Afin de mieux se représenter la géométrie de cette sismicité, nous avons décidé de séparer les évènements en différents groupes et les avons représentés dans la figure 4.17. La classification a été orientée de manière à rendre la visualisation en carte et en coupe plus facile. Les groupes représentent donc principalement les différents amas et zones géographiques. Nous allons maintenant décrire ces différents groupes un par un. Les failles représentées en carte et en coupes sont celles détectées et cartées grâce à la sismique 3D.

Groupe 1 : Cet essaim est un amas important localisé juste au centre de la zone sismique. Grâce à l'étude des dates des évènements, nous avons constaté qu'il s'agissait de l'essaim de sismicité qui constituait l'essentiel de la base de données étudiée par Feignier et Grasso [Feignier and Grasso, 1990, Feignier and Grasso, 1991]. Ils avaient alors localisé ces évènements dans les formations au dessus du réservoir, et observé une différence en terme de paramètres de source entre cet essaim principal (groupe 1) et les autres évènements. Ils expliquaient ces différences par des variations de lithologie associées aux alternances plus ou moins marneuses ou calcaires des formations Crétacé au dessus du réservoir (voir section 2.3). Notre relocalisation rabaisse cet amas au sein du réservoir. Étant donné les nouvelles localisations, les différences rhéologiques doivent être expliquées différemment. En effet, selon nos localisations, les deux familles principales de sources différentes détectées par Feignier et Grasso correspondent respectivement aux évènements ayant eu lieu dans le réservoir et hors du réservoir. La différence de paramètres de source pourrait donc, selon cette hypothèse, être attribuée à la distinction entre une rupture dans une roche saturée en gaz (réservoir) et dans une roche saturée en eau (au dessus et en dessous du réservoir).

Groupe 2 : Il s'agit de l'essaim le plus important de Lacq. Il forme une ellipse dont l'axe principal est sub-vertical (très fort plongement vers le sud-ouest) et est assez étendu en profondeur. Les évènements qui le constituent sont localisés aussi bien au dessus que dans le réservoir et même certains légèrement en dessous. Cet essaim est le plus énergétique de toute la sismicité de Lacq. Il est localisé au niveau des failles normales basculées en sub-vertical du sud du réservoir (figure 1.8). Cet alignement est lui aussi à fort plongement sud-ouest, comme les failles détectées en sismique dans cette zone. Un second point important à noter est la présence de deux puits injecteurs (La102-La109) à proximité de cet essaim.

Groupe 3 : Ce groupe semble constitué de deux petits sous-essaims, les plus profonds et les plus au sud de toute la sismicité de la région. Le manque de fiabilité de la localisation à cette profondeur ne permet pas de savoir à quel(s) accidents(s) peuvent être rattachés ces séismes. Ils se trouvent néanmoins à proximité de la faille sud-Lacq, mais à grande profondeur. Bien qu'il existe sans aucun doute des failles antithétiques à la faille sud-Lacq et qui seraient compatibles avec cet essaim (alignement à plongement sud), son lien à un accident ou une zone de faiblesse particulière reste indéterminée.

Groupe 4 : Cet essaim est constitué de nombreux évènements de faibles magnitudes très proches les uns des autres. Ils sont localisés juste sous le réservoir, au niveau du sommet de celui-ci. Cette zone est caractérisée par la plus grande concentration de puits (cluster de puits).

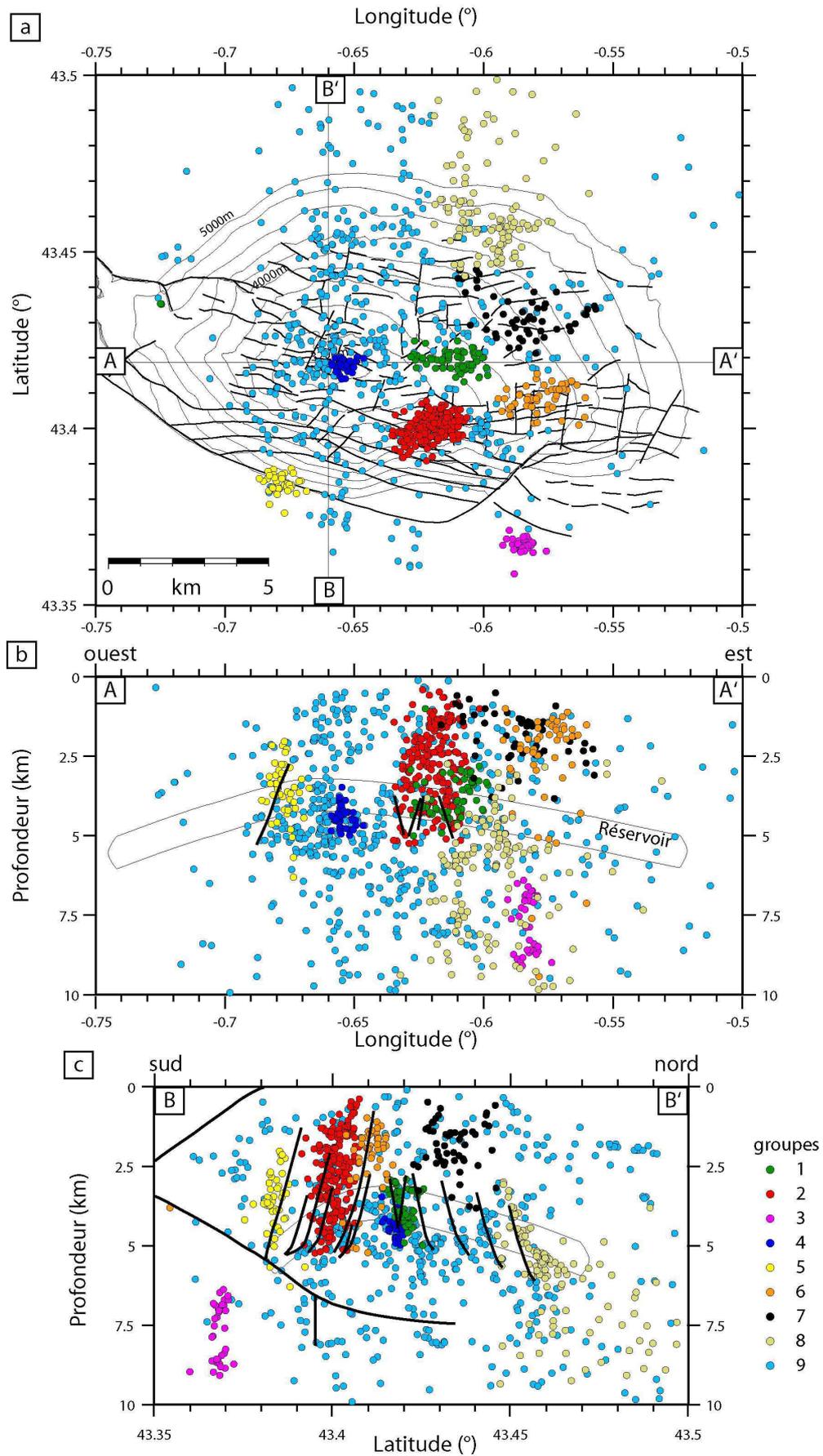


FIG. 4.17 – Localisation de la sismicité en carte (a) et coupes ouest-est (b) et sud-nord (c). Les séismes sont groupés selon une classification visuelle pour faciliter la représentation.

| groupe | localisation |
|--------|--|
| 1 | essaim central |
| 2 | essaim principal près des puits injecteurs |
| 3 | accident sud-Lacq profond |
| 4 | cluster de puits |
| 5 | limite sud-ouest |
| 6 | essaim est |
| 7 | nord-est : partie sud |
| 8 | nord-est : partie nord |
| 9 | sismicité diffuse |

TAB. 4.2 – Affiliation groupe-localisation

Groupe 5 : Ce groupe est la délimitation sud-ouest de la sismicité. Bien que représenté par peu d'évènements, il est intéressant car il est localisé au niveau de la faille sud-Lacq.

Groupe 6 : Il s'agit d'un essaim relativement superficiel, constitué par peu d'évènements, mais de magnitudes assez importantes. Là encore, il se situe dans le prolongement des fractures sur lesquelles est localisé le groupe 2.

Groupe 7 : Il s'agit de la partie sud de la sismicité du nord-est. C'est un groupe relativement diffus et superficiel.

Groupe 8 : Ce groupe représente la sismicité tout au nord-est (partie nord de la sismicité du nord-est). Il forme un alignement à plongement nord et se situe sur la faille la plus au nord parmi celles cartées par la sismique.

Groupe 9 : Ce groupe représente tout la sismicité considérée comme diffuse (non regroupée en amas). Ces séismes sont répartis aussi bien au dessus qu'en dessous du réservoir. Dans ce groupe, nous distinguons de petits amas, mais dont le nombre de séismes n'est pas suffisant pour en créer un groupe à part.

La localisation des différents groupes est rappelée dans le tableau 4.2. Une remarque d'ordre global est que la répartition des essaims dans les coupes montre une répartition gouvernée selon la direction sud-nord plutôt que est-ouest. Les essaims semblent en effet alignés selon les directions locales des failles. La partie sud du gisement est plutôt représentée par des alignements à plongement sud et inversement pour la partie nord.

4.1.5.3 Évolution temporelle

En nous basant principalement sur les dates d'apparitions et de disparitions d'amas, nous avons découpé la séquence de sismicité 1974-1997 en cinq périodes distinctes. Après découpage selon ces cinq périodes, nous avons représenté un résumé de l'évolution temporelle de la sismicité dans la figure 4.18. La description de ces périodes est donnée ci-après.

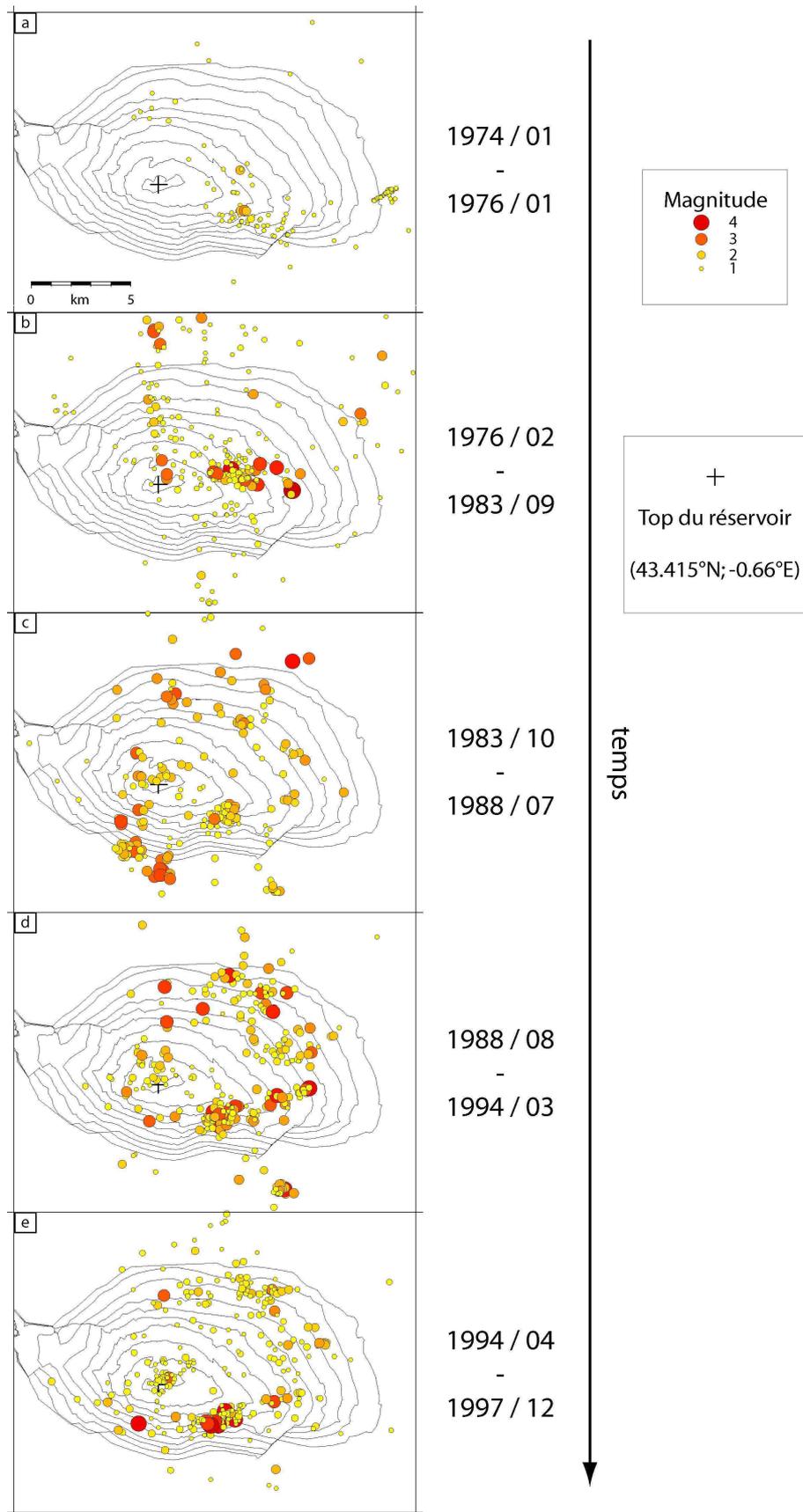


FIG. 4.18 – Évolution temporelle de la sismicité en cinq étapes : (a) 1974/04-1976/01 ; (b) 1976/02-1983/09 ; (c) 1983/10-1988/07 ; (d) 1988/08-1994/08 ; (e) 1994/09-1997/12 ;

Période 1974/04-1976/01 : Cette période est délicate à interpréter car il s'agit de la période de mise en place du réseau. Seulement quatre stations étaient alors installées. Nous observons des séismes dans la zone proche des puits injecteurs (groupe 2 dans la figure 4.17). Les premiers séismes dans cette zone se produisent dès 1975, juste après les premières injections. Cependant, il n'y a pas assez de recul (l'enregistrement n'a commencé qu'en 1974) pour affirmer l'existence d'une relation de cause à effet. Ensuite, nous observons au moins un séisme important dans la zone centrale (groupe 1) et quelques événements de magnitude indéterminée (fixée à $M = 1$). Enfin, la zone nord-est est totalement asismique à cette période, malgré la couverture déjà existante dans cette zone (stations ART et CES).

Période 1976/02-1983/08 : Deux tendances majeures existent pour cette période, avec tout d'abord un essaim de séismes, dont certains de forte magnitude, au centre du réservoir (groupe 1 dans la figure 4.17), ainsi qu'un alignement nord-sud, délimitant la partie ouest asismique du réservoir. Les séismes du groupe 2 ont pour le moment disparu. Il s'agit d'ailleurs de la seule période d'inactivité de ce groupe.

Cette période de sismicité correspond globalement à celle étudiée par Feignier (voir section 2.3). La caractéristique majeure de l'essaim du groupe 1 est qu'il est l'un des plus actifs et énergétiques, puis disparaît totalement à la fin de cette période. En carte, il est intéressant de voir que cette zone du groupe 1 est le centre de toute la sismicité.

Une autre caractéristique importante est que la sismicité est très limitée en terme d'extension géographique, avec juste un alignement nord-sud en plus de l'essaim du groupe 1 et quelques séismes de magnitude non négligeable à l'est (et nord-est).

Période 1983/09-1988/06 : Comme dit dans le paragraphe précédent, cette période est tout d'abord caractérisée par l'extinction de l'essaim du centre. Nous distinguons de plus un agrandissement de la zone active, qui se propage vers les bords, et plus particulièrement vers le nord-est et vers le sud-ouest (diffusion de la sismicité vers les bords). Alors que la sismicité est diffuse au nord-est, elle est caractérisée par des amas plus denses au sud. Ce caractère diffus du nord peut n'être dû qu'au manque de qualité de la localisation. L'apparition et la disparition des amas du sud-ouest sont très proches en terme temps (la majorité de l'activité en trois ans).

Période 1988/07-1994/07 : Nous constatons tout d'abord la disparition des essaims du sud-ouest de la période précédente. Nous remarquons aussi une intensification marquée de la sismicité du nord-est. Nous rappelons que le réseau LGIT qui a permis, entre autre, l'extension au nord de la surveillance, a été mis en place en 1991.

Il est indispensable de savoir si c'est l'extension du nouveau réseau qui a amélioré la détection ou bien si la sismicité s'est réellement intensifiée. Pour ceci, nous avons pratiqué une localisation en utilisant uniquement les stations présentes lors des périodes précédentes (IPGS). Bien que de moins bonne qualité en terme de positionnement des hypocentres, nous avons constaté que autant d'évènements étaient détectés et localisés. La migration et l'intensification de la sismicité au nord-est est donc réelle et non due à un biais instrumental.

En carte, l'ensemble de la sismicité de cette troisième période forme un anneau autour de la zone où les séismes du groupe 1 se sont produits durant la seconde période. Cette constatation est très intéressante car elle suit les hypothèses de Segall qui prévoit une diffusion de la sismicité vers l'extérieur avec le temps [Segall, 1989].

Période 1994/08-1997/12 : La localisation spatiale des séismes pendant cette période est très similaire à la précédente. En effet, la disposition en cercle autour de l'ancien groupe 1 reste cohérente. Aucun essaim n'est apparu ou n'a disparu. La séparation en deux périodes a été réalisée pour montrer la stabilité de la sismicité entre 1989 et 1997. Il semble donc qu'après une phase de mise en place, la sismicité se soit "stabilisée" selon un système concentrique. Il aurait particulièrement été intéressant d'obtenir de nouveaux profils topographiques ou mieux encore des images d'interférométrie-radar pour mesurer l'affaissement récent. Aucun profil n'a été réalisé récemment et la couverture végétale de la région empêche une analyse d'interférogramme sans traitement particulier.

Visuellement, la distinction majeure avec la période précédente est la variation de la distribution de l'énergie. Bien que l'essaim du groupe 2 soit présent quasiment tout au long de la surveillance, il est particulièrement actif lors des dernières années. Une autre variation notable est l'augmentation nette du nombre d'évènements autour du cluster de puits. Cette "anomalie" sera discutée par la suite (section 5.3).

4.1.5.4 Synthèse spatio-temporelle des localisations

Nous avons vu que la sismicité suivait des variations temporelles et qu'elle montrait une orientation selon un axe privilégié SSW-NNE. Dans un objectif de synthèse, nous avons représenté la sismicité selon les quatre périodes majeures (la première période n'étant pas représentative) selon une carte et des coupes sériées d'orientation SSW-NNE dans la figure 4.19.

Les migrations, disparitions et apparitions des essaims décrits précédemment y sont nettes. Les essaims ont une tendance forte à s'aligner le long des accidents majeurs cartés en sismique. Sans pour autant considérer que la sismicité signe réellement des plans de failles de grande taille (pluri-kilométriques), ces failles sont des plans de faiblesse et donc des catalyseurs éventuels de la sismicité (à la différence des zones asismiques).

Coupe AA' : La période 1976/02-1983/08 est caractérisée par une sismicité focalisée au nord. Pendant la période suivante (1983/09-1988/06), apparaît l'essaim de limite sud-ouest (groupe 5) de la sismicité au niveau de la faille sud-Lacq. Le reste de la sismicité est relativement diffus et localisé dans ou sous le réservoir. Les deux dernières périodes (1988/07-1994/07 et 1994/08-1997/12) montrent la disparition du groupe 5 et la continuité (renforcement) de la sismicité diffuse, hormis l'essaim du cluster de puits (groupe 4). La sismicité diffuse caractérise la limite ouest de la sismicité, avec un alignement global N10 sur les fractures N110 relevées en sismique et l'essaim du groupe 4 sera discuté plus tard.

Coupe BB' : Pendant la période 1976/02-1983/08, la coupe BB' voit l'essaim du groupe 1. Caractérisé par des magnitudes assez importantes, il s'agit du premier amas significatif. Il est localisé au niveau d'une faille à plongement sud au centre du réservoir. Un essaim tout au sud apparaît à la deuxième période. Il s'agit du prolongement de l'essaim du groupe 5, visible dans la coupe AA'. Par contre, il ne semble pas rattaché à une faille importante. L'essaim du groupe 2 réapparaît lui aussi pendant la période 1983/09-1988/06 (des séismes étaient localisés dans cette zone en 1975) et s'intensifie pendant les deux dernières périodes (1988/07-1994/07 et 1994/08-1997/12). Il est focalisé au niveau des grandes failles à plongement sud du sud du réservoir. Il semble d'ailleurs localisé dans la zone très fracturée entre deux des plus importantes de ces failles. Nous noterons que lors de la période 1994/08-1997/12, deux sous-amas d'évènements importants existent dans le groupe 2. L'un est localisé au niveau

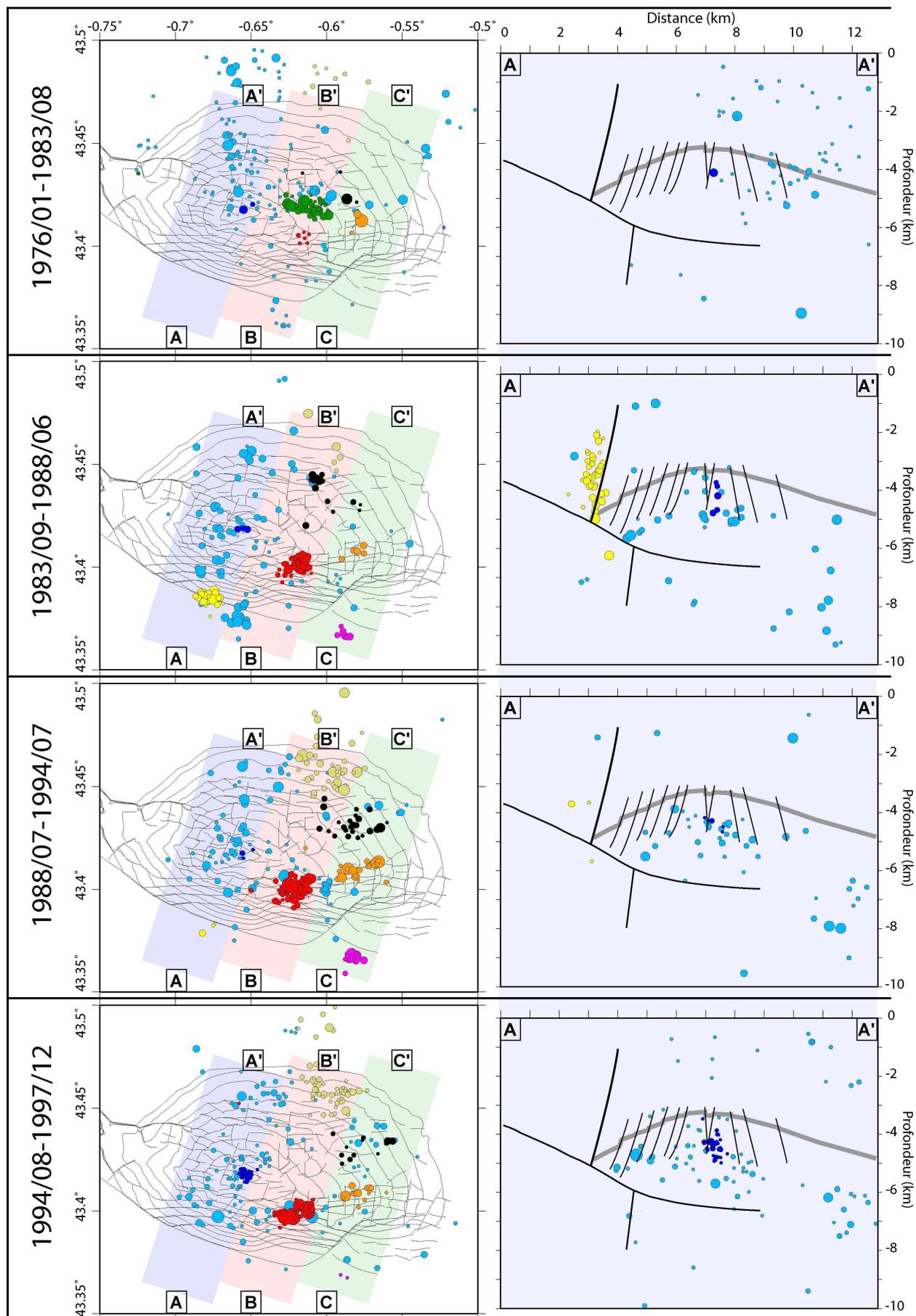
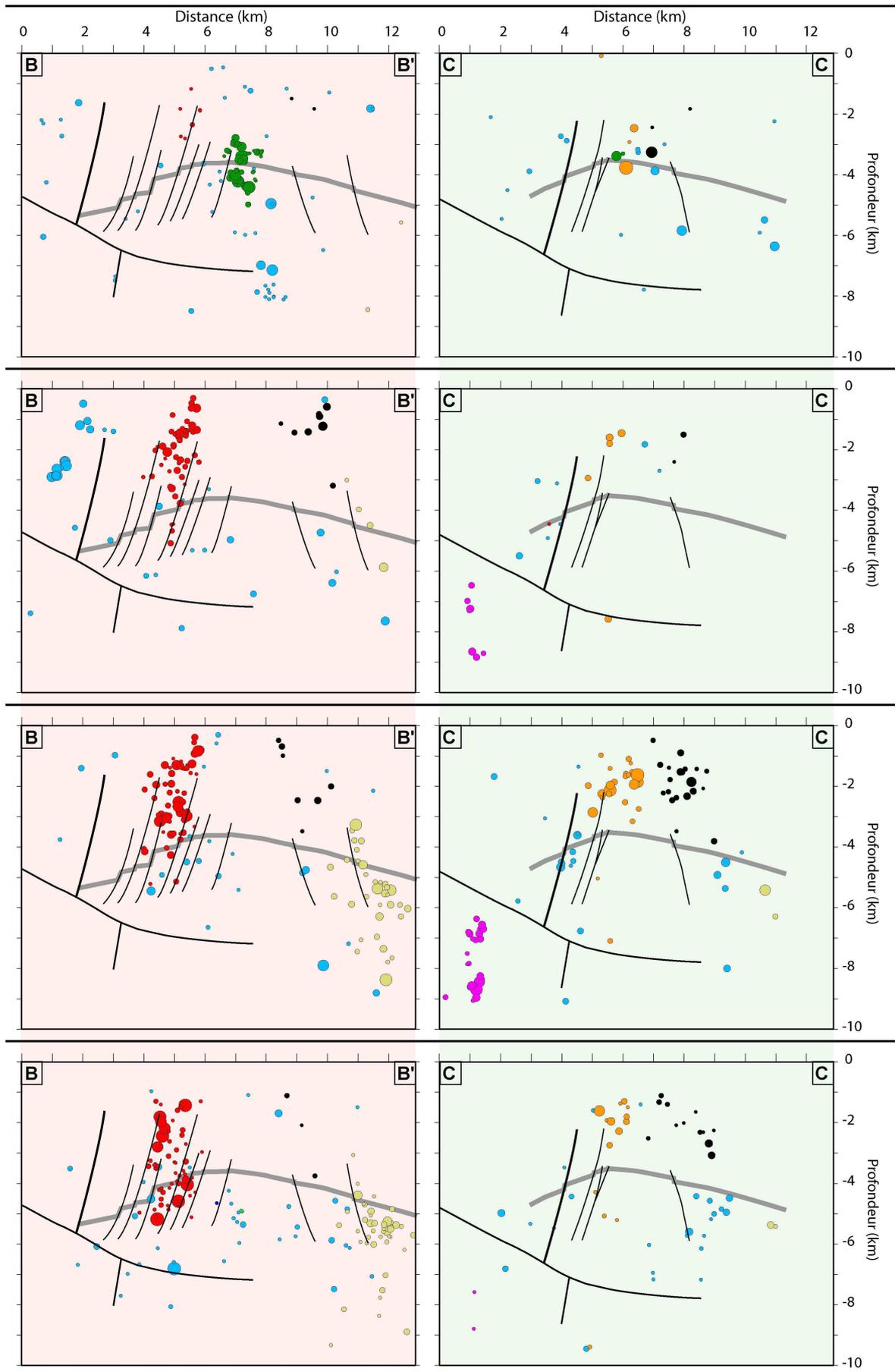


FIG. 4.19 – Découpage selon les quatre dernières périodes (1976/02-1983/09; 1983/10-1988/07; 1988/08-1994/08; 1994/09-1997/12) et représentation en carte et coupes séries SSW-NNE; Partie 1 : carte et coupe AA'



du réservoir dans la partie nord du groupe 2 et l'autre au dessus du réservoir et plus au sud. Ils correspondent respectivement aux deux crises majeures du 14 janvier 1996 et décembre 1997. Lors des deux dernières périodes, nous observons l'apparition de l'essai du groupe 8 le long de la faille la plus au nord parmi celles cartées en sismique.

Coupe CC' : Cette dernière coupe montre un comportement trop peu marqué pendant les deux premières périodes pour être interprétable. Les deux dernières périodes montrent que l'essai au centre (groupe 6) semble être le prolongement de l'essai principal du groupe 2. En effet, c'est le long de la même faille que les deux essais sont localisés. Aucune faille n'est localisée au niveau du groupe 7, ni du groupe 3 tout au sud. Il faut cependant garder à l'esprit que seules les failles majeures (faille sud-Lacq et chevauchement sud-Lacq) et les failles cartées au toit du réservoir sont connues. Il n'est donc pas dit qu'il n'existe pas de faille au niveau des groupes 7 et 3.

Cette représentation spatio-temporelle de la sismicité (figure 4.19) montre un dernier trait intéressant. Il apparaît que plus l'on s'éloigne de l'axe SSW-NNE central (équivalent à la coupe BB'), plus la sismicité est diffuse (la sismicité sur les coupes AA' et CC' est plus diffuse que sur BB'). À l'ouest de AA', la sismicité est absente, de même qu'à l'est de CC'. Cette remarque appuie l'idée que la sismicité est concentrée sur les zones où les failles sont d'orientation préférentielles (au sud, au centre, et au nord). À l'opposé, la déformation est asismique dans les zones où les failles ne sont pas orientées dans la bonne directions pour accommoder la contrainte (à l'est et à l'ouest). Les zones intermédiaires sont caractérisées par une sismicité plus diffuse.

Il apparaît au final que l'essentiel de la sismicité est à rapprocher des zones proches d'accidents importants, ou tout du moins suffisamment importants pour être discernables en sismique. Cependant, la localisation d'un séisme près d'une faille importante ne sous-entend pas que c'est cette faille qui a forcément joué. Les déformations enregistrées à Lacq peuvent tout à fait être reliées à la fracturation associée aux failles majeures. Les magnitudes sont en effet suffisamment faibles pour être révélatrices d'accidents non visibles en sismique. L'évolution temporelle confirme le départ de la sismicité plutôt au centre et la diffusion vers les bords. Cependant, alors que la diffusion vers le nord se produit (figure 4.18), la diffusion au sud, est et ouest est limitée assez rapidement sur des accidents majeurs ou des alignement importants. Avant d'aller plus loin dans les interprétations structurales, nous désirons améliorer nos connaissances grâce à l'utilisation de méthode de localisation relative et du calcul des mécanismes au foyer.

4.2 Localisation relative

Grâce aux résultats de localisation absolue, nous avons distingué une sismicité majoritairement agglomérée en plusieurs essais. Cependant, les incertitudes de la localisation absolue ne permettent pas de connaître la géométrie relative des événements. Nous nous sommes donc intéressé à la localisation relative par analyse de multiplets pour la qualité du positionnement que cette méthode peut apporter. Un doublet/multiplet est un couple/groupe d'événements de localisation et mécanismes au foyer très proches [Poupinet et al., 1984]. Les sources sont si proches que les formes d'ondes sont similaires. Fort de cette connaissance, il est alors possible de relocaliser les événements relativement les uns par rapport aux autres grâce aux délais qui existent entre les enregistrements sur les différentes stations. La

première étape d'une telle relocalisation est la détection des multiplets et est suivie par la relocalisation si la détection a été satisfaisante. En plus de permettre la localisation relative en elle-même, la détection des multiplets est en soi une technique intéressante pour la compréhension de la dynamique du réservoir. En effet, des multiplets peuvent être des événements très proches en temps, ou bien très éloignés. Si un doublet est observé avec plusieurs années d'écart entre les deux événements, nous pouvons en conclure que, localement, la déformation est identique (et sûrement la contrainte).

Nous devons commencer l'étude de localisation relative par la détection de multiplets. Nous avons choisi la technique de détection des multiplets de Got [Got et al., 1994]. Pour détecter les multiplets, nous calculons des cohérences entre événements par intercorrélations dans le domaine de Fourier des signaux deux à deux, par stations. Lorsqu'un degré de cohérence important est calculé entre deux événements et ce sur plusieurs stations, les deux événements sont considérés comme des doublets. Ainsi, de proche en proche, il est possible de détecter les multiplets, représentés par un seuil de cohérence et un nombre de stations cohérentes minimales. Classiquement, un coefficient de corrélation de 0.9 est un seuil acceptable de ressemblance. Si le seuil est trop haut, aucun événement n'aura de doublet. Si le seuil est trop bas, tous les événements seront considérés, à mauvais escient, comme appartenant à un seul multiplet.

En collaboration avec J.L. Got, nous avons appliqué ces calculs de cohérence à l'ensemble de notre base de données (1989-1997). Les résultats obtenus n'ont permis de détecter que des doublets, sans aucun intérêt pour la localisation relative. Seul un multiplet de cinq événements a été détecté dans l'essai profond au sud-est et sa relocalisation s'est montrée sans intérêt. En effet, le positionnement des stations (et leur faible nombre à être cohérentes) n'ont pas permis de relocalisation valide, l'incertitude restant équivalent à la localisation absolue.

La sismicité est donc caractérisée par une absence de multiplets conséquents. Nous avons détecté de nombreux doublets, pas suffisant pour une relocalisation. Ces doublets sont de plus toujours très proches dans le temps. Le résultat à retirer de cette étude est que la dynamique du réservoir est en évolution constante. Nous avons vu dans la section sur localisation absolue (section 4.1.5) que la sismicité était caractérisée par l'apparition et la disparition de nombreux essais. Cette tendance montrait une assez grande variabilité temporelle du système. En effet, alors qu'il existe une contrainte régionale stable, les perturbations du champ de contraintes générées par la déplétion sont complexes, que ce soit spatialement ou temporellement [Segall, 1989, Segall, 1992, Segall et al., 1994]. L'analyse de multiplets confirme cette hypothèse et l'étude des mécanismes au foyer devient indispensable. Les localisations ayant été modifiées, il est nécessaire de redéterminer ces mécanismes.

4.3 Mécanismes au foyer

Le calcul des mécanismes au foyer des séismes de Lacq a été réalisé grâce au programme FPFIT [Reasenbergh and Oppenheimer, 1985]. Les critères de sélection que nous avons utilisés sont décrits ci-après.

- Un minimum de six polarités est exigé. Cette limite est faible mais indispensable compte tenu du fait que plus de 90 % des événements n'ont pas plus de six polarités.

- La distribution spatiale de polarité doit être supérieure à 0.5 selon les critères FPFIT. Ceci signifie que seules les mécanismes au foyer avec une distribution spatiale raisonnable des polarités sur la sphère focale sont conservés.

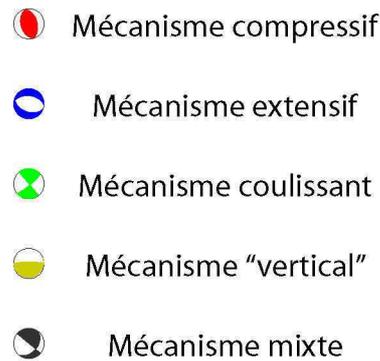


FIG. 4.20 – Code couleur pour les différents types de mécanismes au foyer.

- En cas de solutions multiples, si l'écart de qualité est très important entre les deux solutions, nous conservons la meilleure. Dans le cas où il n'est pas possible de bien différencier la qualité des solutions, elles sont toutes deux éliminées.

- Nous n'avons que peu de polarités par mécanismes et nous devons donc accepter l'éventualité que le positionnement des plans nodaux soient dépendants d'une unique polarité. L'acceptation de l'erreur, qui est la capacité de l'algorithme à placer une polarité donnée dans un lobe inverse (polarité positive dans un lobe négatif et vice-versa), a donc été fixée à un seuil très faible.

- Seuls les mécanismes convergents sont conservés.

De cette façon, 297 mécanismes au foyer ont pu être calculés. Tous ces mécanismes sont donnés en annexe A et la correspondance entre le numéro de mécanisme et la date sont donnés en annexe B.

L'incertitude sur l'orientation des plans nodaux reste assez importante compte tenu du manque de polarités. Bien que l'incertitude sur les angles (azimut, plongement, inclinaison) soit forte, il nous est néanmoins possible de classer les mécanismes par familles. Nous en resterons à ce degré d'interprétation sans rentrer dans les détails. C'est pourquoi, dans les figures suivantes, les mécanismes sont colorés selon le type de mouvement : compressif, extensif, décrochement, vertical ou mixte. Le code couleur est donné dans la figure 4.20.

Les mécanismes au foyer que nous nommons verticaux sont les mécanismes dont l'un des plans nodaux est horizontal et l'autre vertical. Les deux mouvements possibles associés à de tels mécanismes sont donc des déplacements horizontaux ou verticaux. Cependant, la nature de la dynamique globale est un effondrement. De plus, la plupart des failles existantes ont été basculées et sont désormais verticalisées. C'est pourquoi le mouvement vertical est le plus probable des deux, bien que sans certitude. Afin de représenter les cartes de mécanismes au foyer de la manière la plus claire, nous avons séparé les différents essais.

Les essais des groupes 1, 3 et 4 sont représentés dans la figure 4.21.

Les essais des groupes 5, 7 et 8 sont représentés dans la figure 4.22.

Les essais des groupes 6 et 9 sont représentés dans la figure 4.23.

Les mécanismes de magnitude $Ml \geq 2.5$ de l'essai du groupe 2 sont représentés dans la figure 4.24. Des mécanismes de chaque groupe sont représentés, et ce en proportion équivalente. Nous n'avons sélectionné que les plus forts événements à des fins de clarté.

Afin de représenter de manière plus complète les mécanismes au foyer du groupe 2, nous préférons les représenter selon leur évolution temporelle (figure 4.25).

L'interprétation principale que nous pouvons faire à partir de tous les mécanismes des différents groupes est qu'ils sont très hétérogènes, que ce soit spatialement ou temporellement.

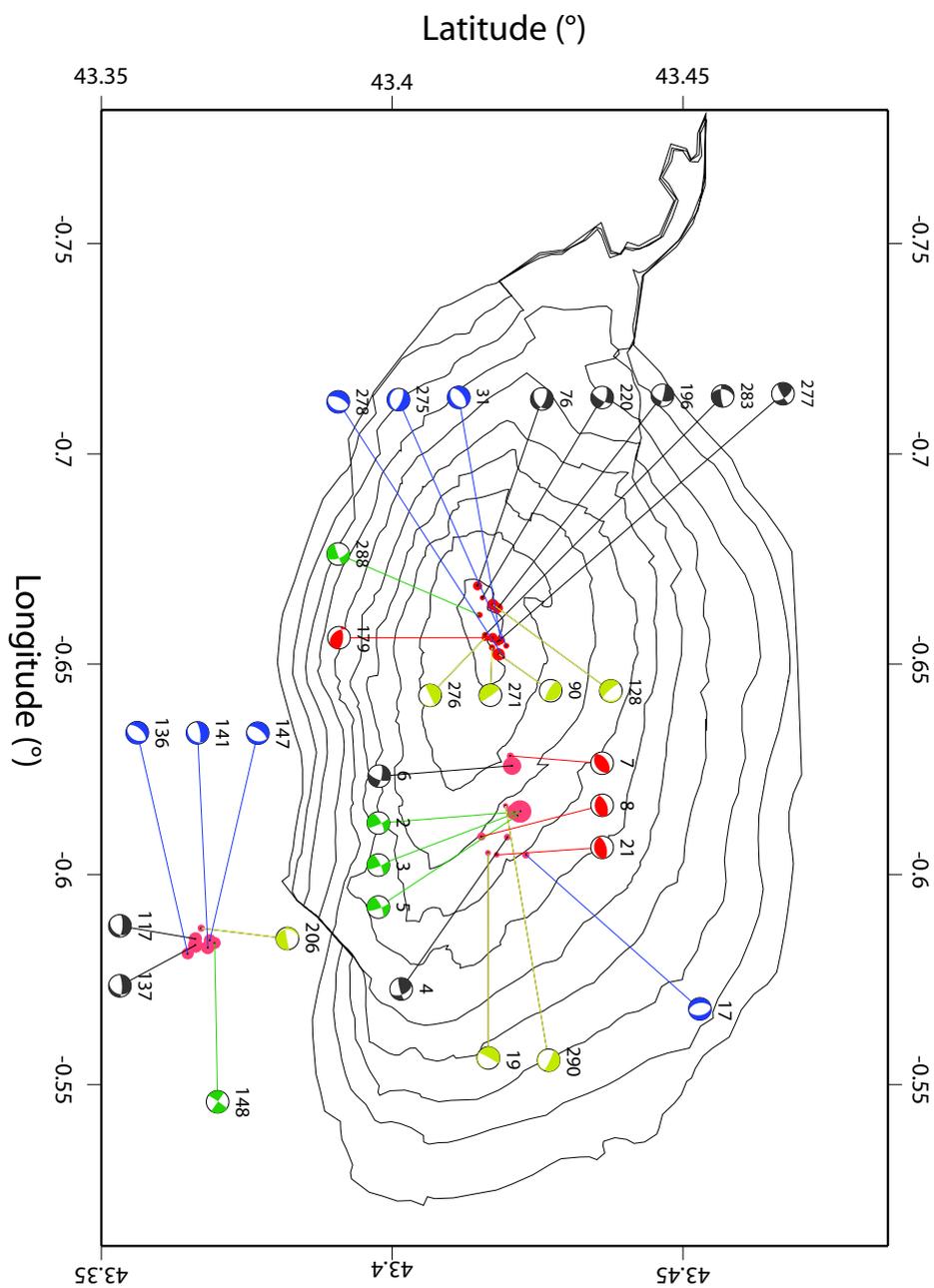


FIG. 4.21 – Mécanismes au foyer des évènements des groupes 1, 3 et 4. Tous ces mécanismes sont donnés en annexe A et la correspondance entre le numéro de mécanisme et la date est donnée en annexe B.

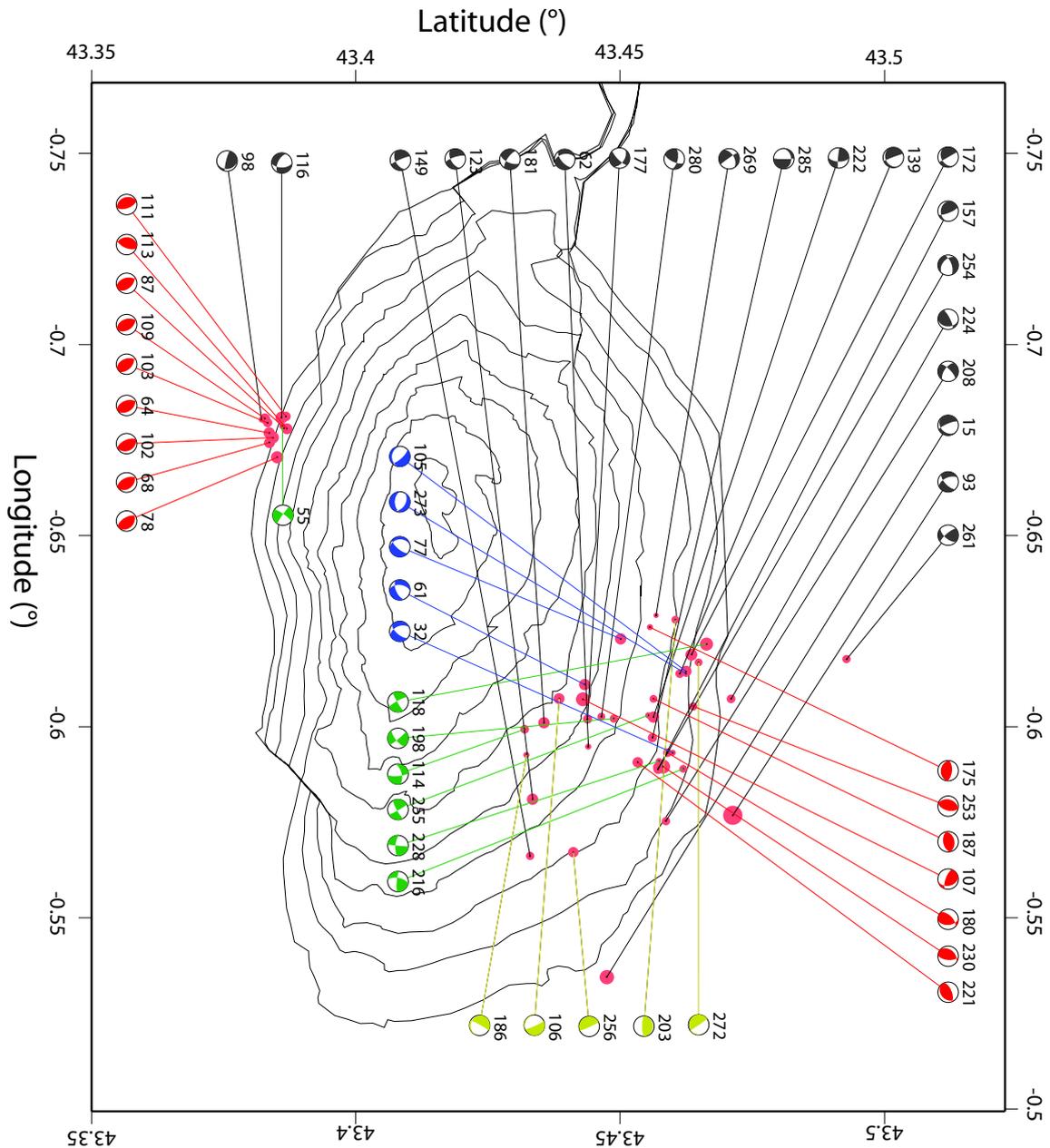


FIG. 4.22 – Mécanismes au foyer des évènements des groupes 5, 7 et 8. Tous ces mécanismes sont donnés en annexe A et la correspondance entre le numéro de mécanisme et la date est donnée en annexe B.

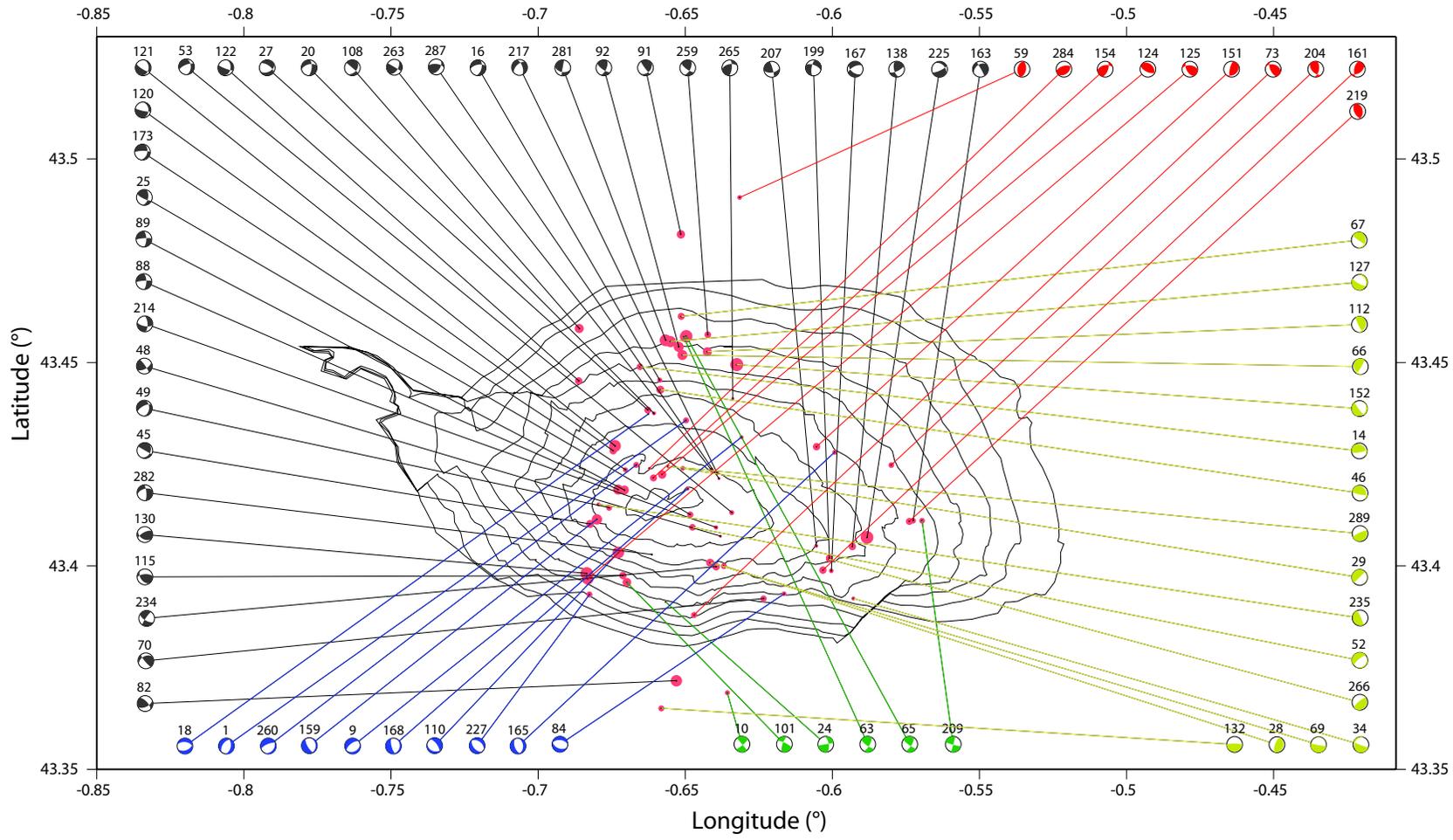


FIG. 4.23 – Mécanismes au foyer des événements du groupe 6 et 9. Tous ces mécanismes sont donnés en annexe A et la correspondance entre le numéro de mécanisme et la date est donnée en annexe B.

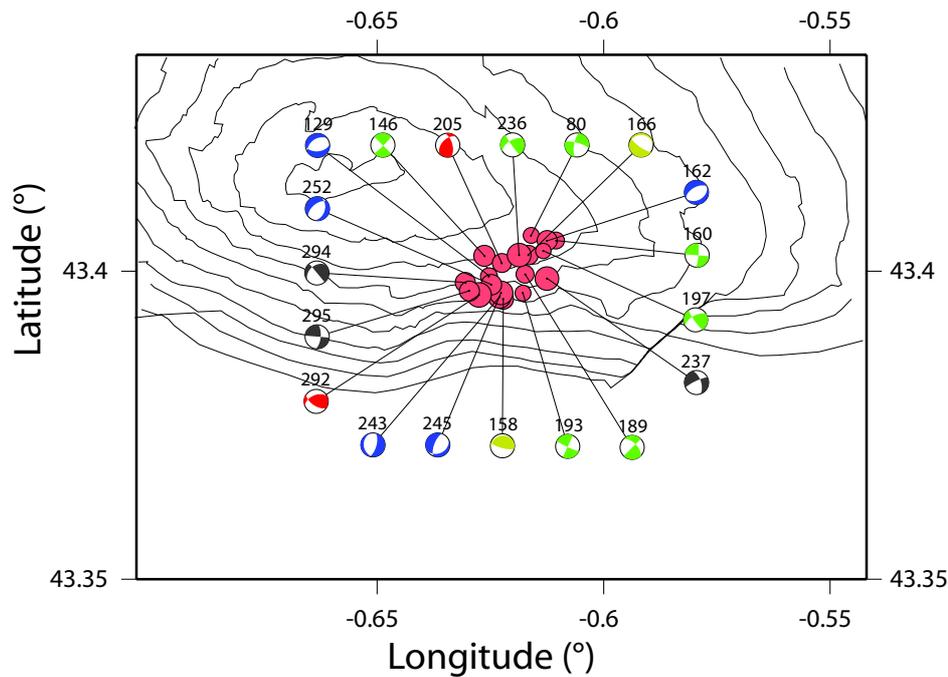


FIG. 4.24 – Mécanismes au foyer des évènements $M_l \geq 2.5$ du groupe 2. Tous ces mécanismes sont donnés en annexe A et la correspondance entre le numéro de mécanisme et la date est donnée en annexe B.

ment. Nous voyons en effet, au sein de chacun des amas des groupes, que tous les types de mécanismes sont représentés et ce, en proportion équivalente. Alors que les amas suivent généralement des alignements proches d'accidents, les mécanismes associés ne signent pas de plans. Il est même probable que les séismes soient en réalité localisés sur les fractures associées aux grands accidents. De plus, dans un tel système, nous nous attendons à de nombreux réajustements et donc des mécanismes de tous types.

L'analyse temporelle du plus gros des amas (groupe 2) donne une interprétation identique (figure 4.25) : à première vue, les déformations, même localement, évoluent tout le temps. Néanmoins, quelques mécanismes cohérents, généralement pas plus de trois ou quatre, sont enregistrés dans chaque essaim.

Au delà de cette tendance générale, il est possible d'extraire plusieurs informations intéressantes et nous préférons représenter ces mécanismes après un découpage temporel et spatial de la même manière que pour les localisations. Les figures 4.26 et 4.27 montrent chacune une carte et deux coupes SSW-NNE pour les périodes 1974/01-1988/06 et 1988/07-1997/12 respectivement. Les mécanismes sont cette fois-ci représentés à leur localisation réelle.

- Comme montré dans la figure 4.22, il existe un amas très cohérent en terme de mécanismes (groupe 5). Il forme la limite sud-ouest de la sismicité et fonctionne en mécanismes compressifs. Les accidents principaux de cette zone sont orientés est-ouest avec de forts plongements sud. Sans nécessairement rattacher ces évènements à un accident majeur, leur position signe grossièrement la position de la partie supérieure de la faille sud-Lacq et les évènements pourraient tout à fait être associés à la fracturation entourant un tel accident.

- Les mécanismes de la zone nord-est (groupe 7 et 8) ont un comportement particulier. La sismicité est dans une première phase caractérisée par des évènements globalement en décrochement et en extension, puis, petit à petit, alors que l'activité s'intensifie dans cette zone,

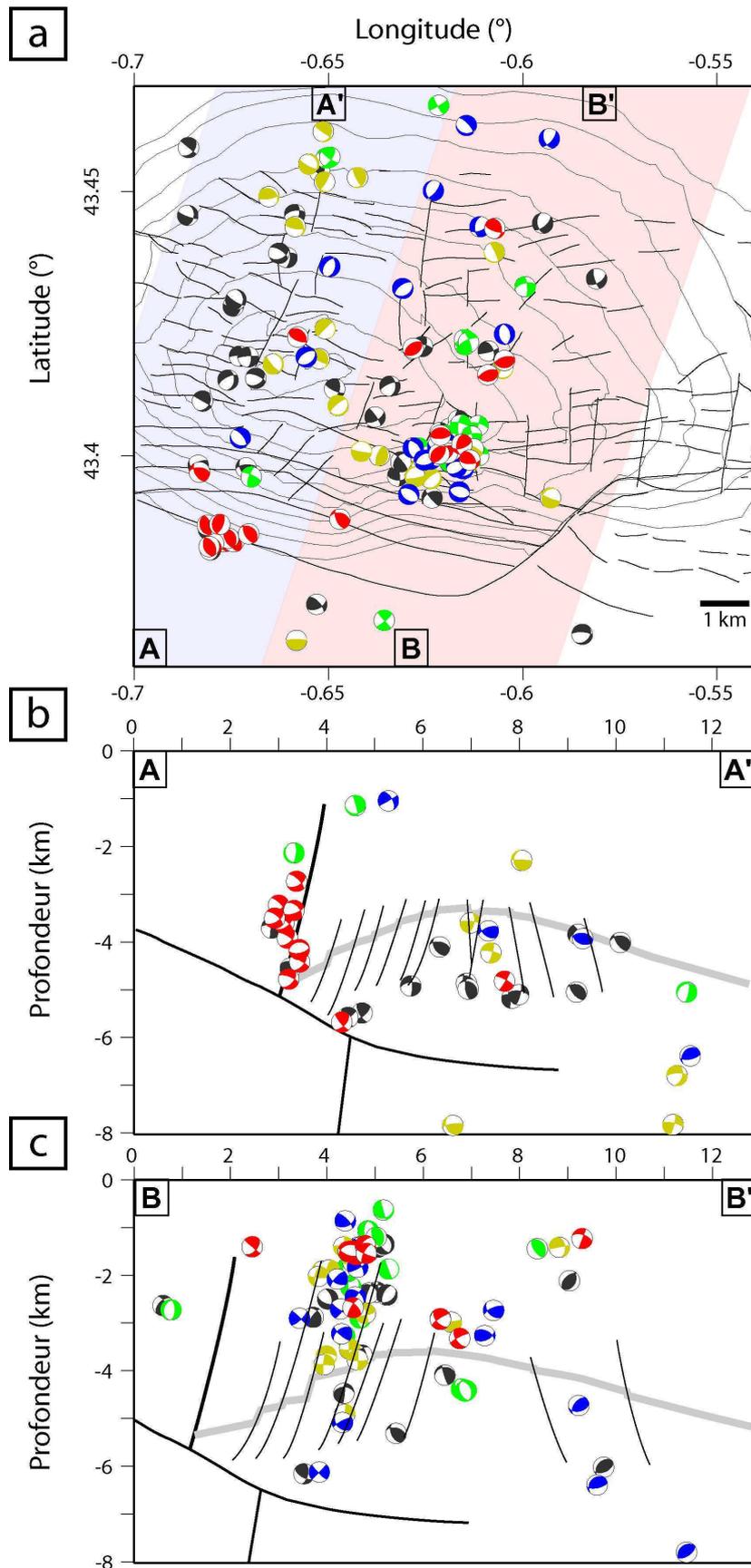


FIG. 4.26 – Mécanismes au foyer en carte (a) et en coupes séries AA' (b) et BB' (c) pour la période 1974/01-1988/06.

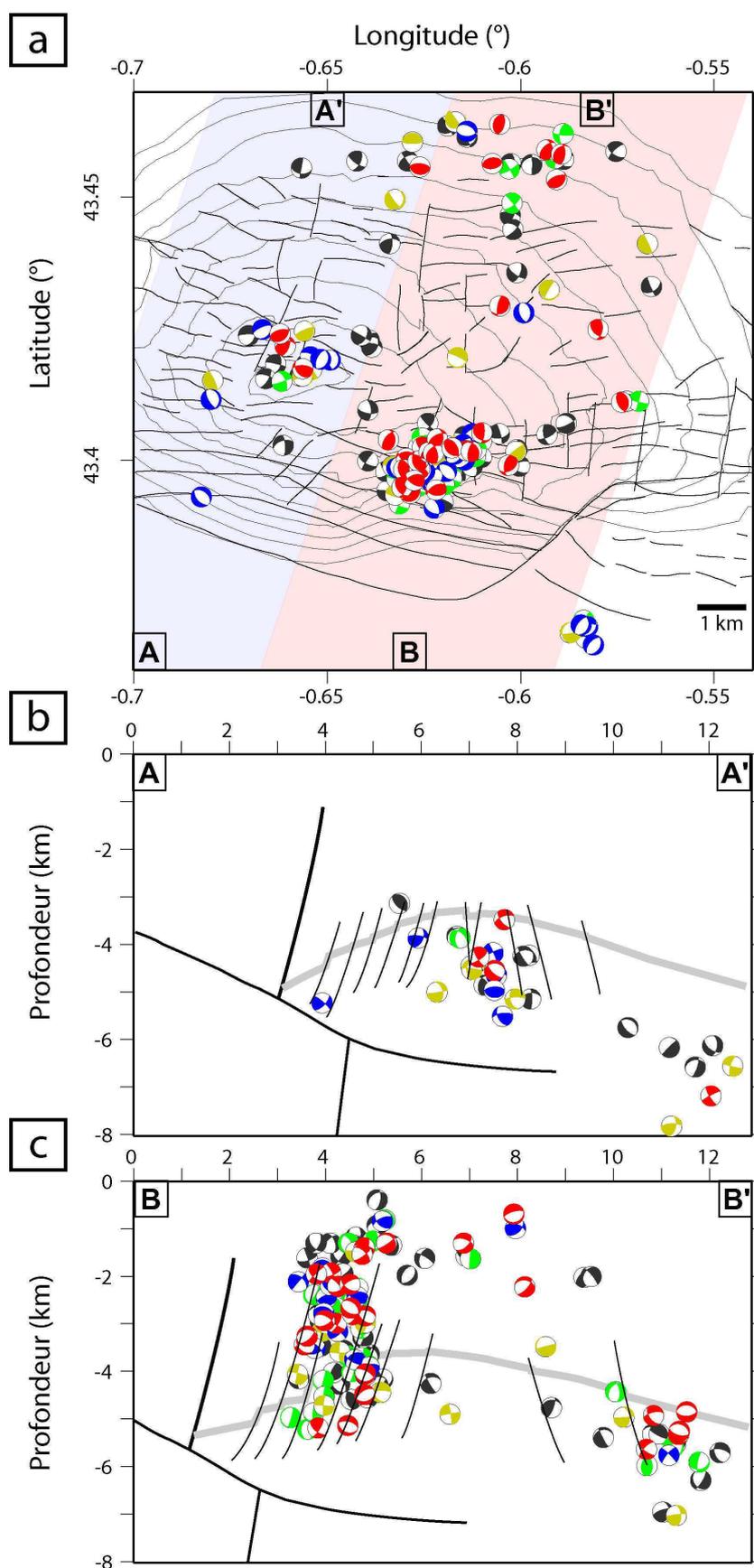


FIG. 4.27 – Mécanismes au foyer en carte (a) et en coupes séries AA' (b) et BB' (c) pour la période 1988/06-1997/12.

les mécanismes deviennent majoritairement compressifs. Nous savons que la modélisation poroélastique prévoit une diffusion de la sismicité en extension sur les flancs [Segall, 1989]. Cette phase correspond à la première série d'évènements : mécanismes extensifs diffus. Elle est ensuite remplacée par des mécanismes plutôt compressifs.

- L'amas principal (groupe 2) est caractérisé par de nombreux mécanismes en tous genre. La seule observation notable est que les mécanismes cohérents entre eux suivent des séries, bien que faiblement marquées. Nous observons ce trait pour plusieurs mécanismes en décrochement, ainsi que pour de nombreuses inversions compressif-extensif. Ces inversions sont caractéristiques de réajustements locaux par période. Nous noterons aussi, au sein de cet amas, la crise du 14/01/1996, marquée par de très nombreux évènements, dont cinq sont de magnitude supérieure à 3.5. Tous les types de mécanismes sont représentés au sein de cette crise et les évènements semblent fonctionner par doublet, mais jamais plus.

- L'amas profond au sud-est est caractérisé par des mécanismes normaux, mais ne signe pas d'accident connu. Notons que ce sont parmi les mécanismes extensifs purs qu'a été détecté un multiplet. Les localisations absolues et relatives montrent toutes deux un alignement à plongement sud, faisant ainsi penser à la signature d'un antithétique de la faille sud-Lacq, mais l'incertitude reste trop forte.

Champ de contraintes :

Le champ de contraintes de la région de Lacq est d'une nature complexe. Il est tout d'abord composé d'une constante régionale dont nous ne connaissons que peu de choses. En effet, les mesures d'ovalisation des puits à Lacq montrent une quasi-égalité entre la contrainte horizontale principale et la contrainte verticale [Bell et al., 1992]. La différence entre σ_H et σ_v est minime et nous ne savons pas laquelle des deux est la plus importante (σ_1). C'est sur un tel système ($\sigma_1 \approx \sigma_2 \approx \sigma_3$) qu'une petite perturbation de la contrainte (modification de la contrainte poroélastique) peut engendrer l'apparition d'une sismicité.

Par ailleurs, la production du réservoir a induit une compaction de celui-ci émettant une perturbation du champ locale relativement complexe. L'effet premier est un relâchement de la contrainte verticale à l'aplomb de la zone déplétée. Les effets secondaires sont les réajustements transverses horizontaux, focalisés sur les flancs du réservoir. Les modélisations de Segall permettent de se représenter cette perturbation comme un champ de vecteurs dirigés vers le centre du réservoir et dont l'intensité diminue en s'éloignant. La contrainte est donc verticale au dessus et en dessous du réservoir et s'horizontalise sur les flancs. Notons que la forme du réservoir et l'évolution temporelle de la déplétion complexifient énormément ce champ de perturbation.

Les dernières études de Lacq ont essayé de déterminer la nature de ce champ de contraintes par l'inversion du tenseur des contraintes [Volant, 1993]. Une variation temporelle du tenseur a été observée avec, en 1987, la contrainte principale majeure σ_1 passant d'une direction verticale à une direction horizontale. Ce changement radical de comportement est expliqué par le passage d'un mode de déformation verticale d'affaissement à un mode de déformation plus horizontal de réajustement de l'affaissement. Il est néanmoins nécessaire d'émettre quelques réserves sur cette interprétation.

Tout d'abord, ce changement de direction des contraintes principales a été observé entre des périodes très courtes (environ deux ans). Peu de mécanismes contraignent donc ces tenseurs et ils sont de plus fortement influencés par des crises sismiques. Nous avons remarqué que depuis, de nombreuses crises ont montré des inversions apparentes des mécanismes (dans le groupe 2 par exemple).

De plus, la sismicité de Lacq ne semble pas pouvoir se prêter à une analyse globale du tenseur des contraintes. Le modèle de Segall prévoit des variations spatiales autant que temporelles des perturbations de contraintes. Un seul tenseur par période ne semble pas capable d'expliquer la zonation de la perturbation des contraintes.

Il aurait donc été intéressant de calculer les tenseurs des contraintes essaim par essaim. En effet, la zonation complexe de la perturbation de contrainte rajoutée aux variations temporelles induisent des modes de déformations, et donc de tenseurs de contraintes, différents selon les endroits. Cependant, le nombre de mécanismes au foyer utilisables est loin d'être suffisant pour effectuer une telle analyse. En effet, considérer la sismicité zone par zone et période par période nous obligerait à calculer des tenseurs de contraintes avec moins de dix événements ce qui est totalement irréalisable. Cette voie resterait donc à explorer, mais à condition de pouvoir se satisfaire d'un nombre très limité de polarités.

Chapitre 5

Données externes et mécanismes de déformation

Afin d'affiner l'interprétation de la dynamique de déformation, nous allons confronter les données sismologiques avec plusieurs types de données extérieures dans le but d'acquérir le plus grand nombre d'informations, puis nous ferons la synthèse de la dynamique de déformation du gisement.

5.1 Sismique 3D

L'un des objectifs initiaux de notre travail a été l'insertion des données sismologiques au sein du bloc de sismique 3D calé en profondeur. En replaçant les hypocentres ou les mécanismes au foyer dans un système d'image 3D, nous désirons obtenir des informations supplémentaires sur la relation entre failles et séismes. Nous savons d'ailleurs que les traitements réalisés par ELF ont permis la cartographie des failles recoupant le réservoir. Ces données ne sont désormais plus accessibles et nous avons de plus pour objectif d'étendre la connaissance des failles à toute la structure couverte par la sismique.

La zone d'acquisition couvre la quasi-totalité des régions sismogènes (figure 1.6). Nous avons à notre disposition une portion du bloc de sismique 3D en temps non migré, une migration temps totale de l'acquisition et les données brutes (non traitées). Le bloc non migré ne couvre malheureusement pas toute la zone couverte par la sismique (bloc rouge dans la figure 1.6), mais tout du moins les parties les plus importantes (centre et sud du réservoir). Les données sismiques migrées en temps couvrent quant à elles la totalité de la zone. Les traitements réalisés à la CGG ont permis la construction d'un modèle de vitesse de migration, identique au modèle de localisation d'un point de vue global, mais construit d'une manière différente.

L'objectif étant la mise en commun des données de sismique avec la sismicité, il est indispensable que la sismique soit elle aussi convertie en profondeur. Pour ce passage en profondeur, plusieurs possibilités de migration existent. Le premier choix à effectuer est celui d'une migration pré-stack ou post-stack. Bien que de meilleure qualité, une migration pré-stack induit un retraitement complet des données brutes, ce qui est impossible compte tenu des moyens dont nous disposons. Nous nous sommes donc retourné vers les solutions de migration post-stack, avec là encore deux possibilités.

La première possibilité de migration des données est une migration 3D en temps de la sismique, puis une conversion en profondeur. L'avantage principal de cette technique est

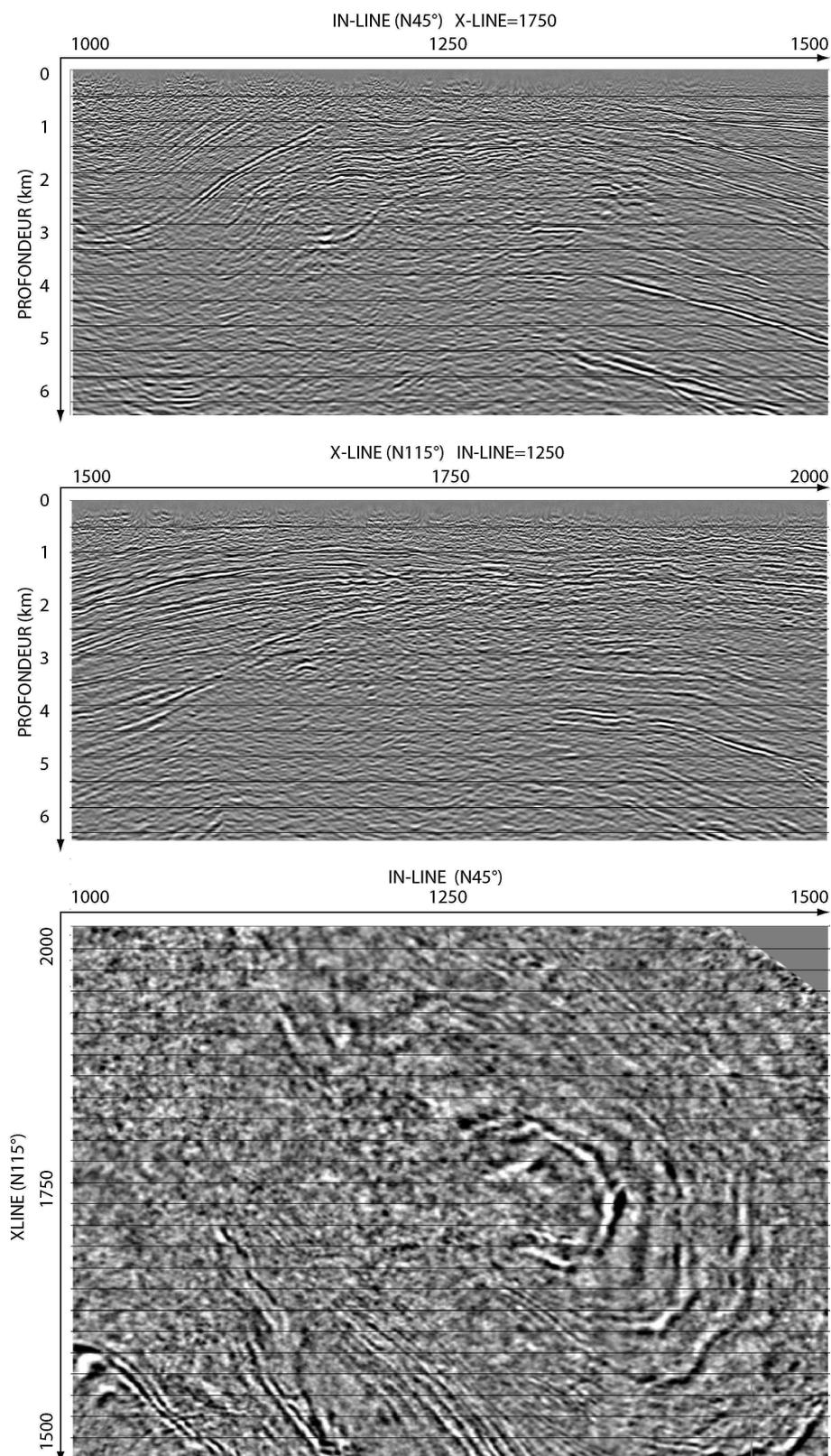


FIG. 5.1 – Sections verticales IN-LINE et X-LINE et section horizontale à 4500 m de profondeur de la migration temps convertie en profondeur. La localisation des coupes est donnée dans la figure 1.6.

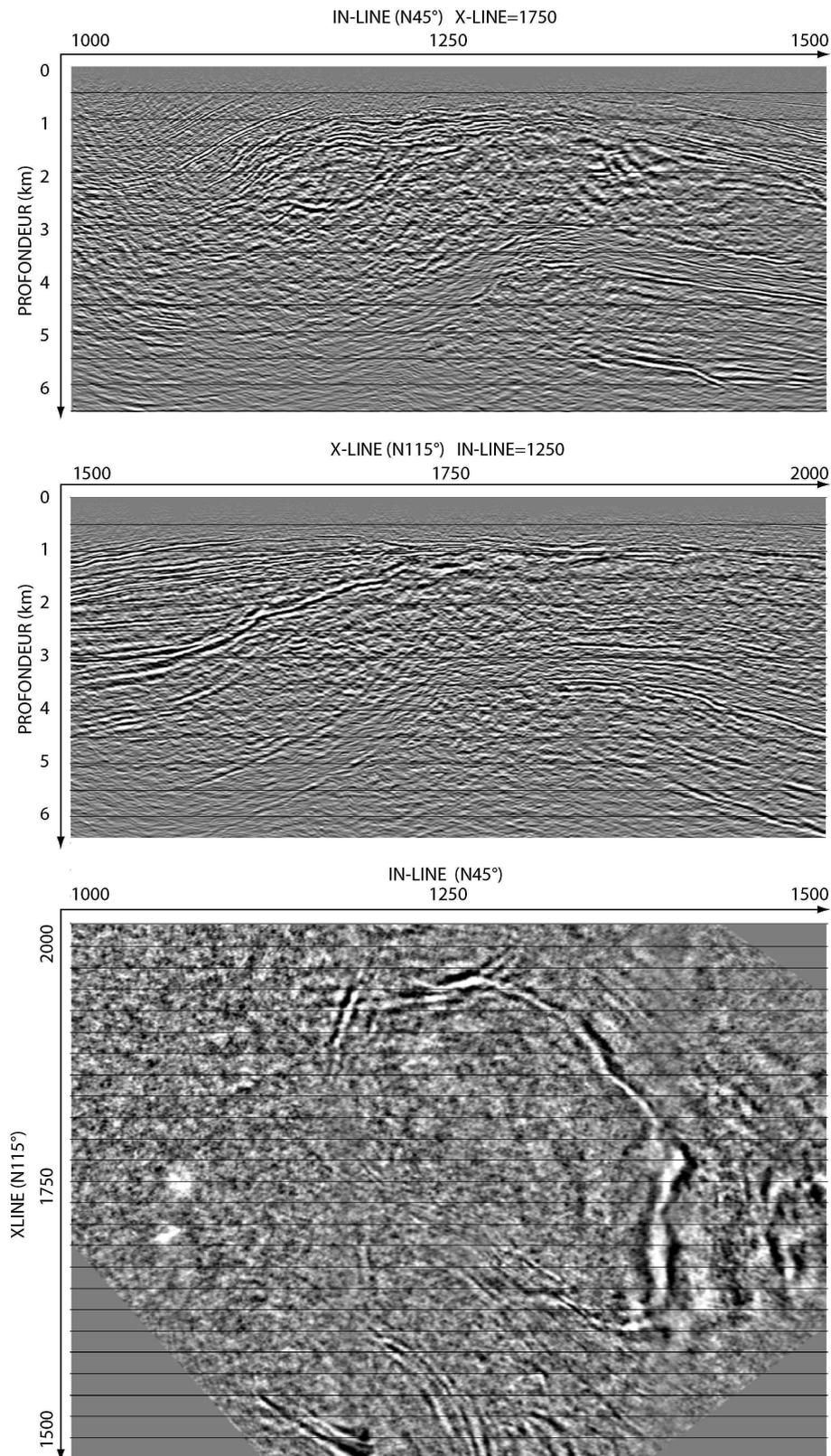


FIG. 5.2 – Sections verticales IN-LINE et X-LINE et section horizontale à 4500 m de profondeur de la migration profondeur. La localisation des coupes est donnée dans la figure 1.6.

la facilité de calcul de la migration temps. Au vue de la taille de la sismique, ce détail a son importance. Cependant, le processus de migration en temps ne tient pas compte des variations latérales du modèle de vitesse d'une manière adaptée aux structures complexes. Dans le cas du dôme de Lacq, où les pendages des couches peuvent être très importants (50°), une migration temps est peu donc adaptée. De plus, la seconde étape pour le passage en profondeur est une conversion de l'image de temps à profondeur selon le modèle de vitesse. Un tel processus permettra de former une image théoriquement calée en profondeur, mais en réalité peu fiable d'un point de vue du positionnement des interfaces. Nous avons utilisé la migration temps dont nous disposons pour une conversion temps-profondeur et les résultats sont donnés dans la figure 5.1. Deux coupes verticales (AA' et BB' dans la figure 1.6) et une coupe horizontale à 4500 m sont représentées. Les tests réalisés par TOTAL ont montré que les erreurs de positionnement générées par la migration temps de la sismique de Lacq suivie de la conversion temps-profondeur étaient de l'ordre de 900 m, et plus encore en s'éloignant des flancs [Morizot, 2003]. De plus, le centre de l'image n'est que très partiellement formé et l'interprétation est délicate.

La seconde possibilité de migration des données est une migration 3D en profondeur. Cette méthode prend mieux en compte les variations latérales du modèle de vitesse pour les structures complexes et est donc beaucoup plus adaptée à l'imagerie de Lacq. Cependant, la dépendance au modèle de vitesse est encore plus importante. Sans compromis pour le ratio temps-calcul / qualité, nous avons décidé de pratiquer une migration 3D-profondeur par différences finies explicites. Cette méthode de migration permet d'imager des formations avec des pendages jusqu'à 70° . Les flancs du gisement de Lacq étant fortement basculés, cette méthode de migration paraît la mieux adaptée. Cependant, la migration profondeur de la sismique 3D de Lacq est très décevante (figure 5.2). L'image obtenue par migration profondeur est sans doute plus fiable d'un point de vue positionnement, mais n'est pas interprétable. En effet, la migration profondeur obtenue est sujette à deux problèmes majeurs. Tout d'abord, l'image formée par migration profondeur de la sismique de Lacq est de mauvaise qualité (image mal formée) et les interfaces apparaissent mal. Seul le toit du récif et le toit du réservoir sont visibles. Alors que l'objectif de l'utilisation de la sismique est la détection de failles, l'image migrée en profondeur ne permet d'en déceler quasiment aucune. De plus, comparée aux données de puits, le positionnement de l'interface du toit du réservoir est décalé de quasiment 500 m en profondeur. Cette erreur de positionnement est vraisemblablement due à l'incertitude sur le modèle de vitesse. Une dernière limitation majeure est l'extension géographique du bloc stacké, qui induit des effets de bords importants au sein des zones intéressantes d'un point de vue sismicité.

Il ne nous a pas été possible d'obtenir un cube migré calé en profondeur de qualité. Étant donné les magnitudes des séismes, les "objets" (failles) que nous recherchons sur la sismique sont de petites dimensions par rapport à la résolution (inférieur à 100 m) et les incertitudes cumulées des deux méthodes (localisation et migration) ne permettent pas leur mise en commun. Cet aspect de l'étude est donc mis de côté pour le moment. Cependant, TOTAL a relancé une requête de traitement complet des données auprès de la CGG. Les données nouvellement traitées devraient être accessibles à la fin de l'année 2005. Il sera alors possible de reprendre les études de confrontation de la sismicité avec la sismique.

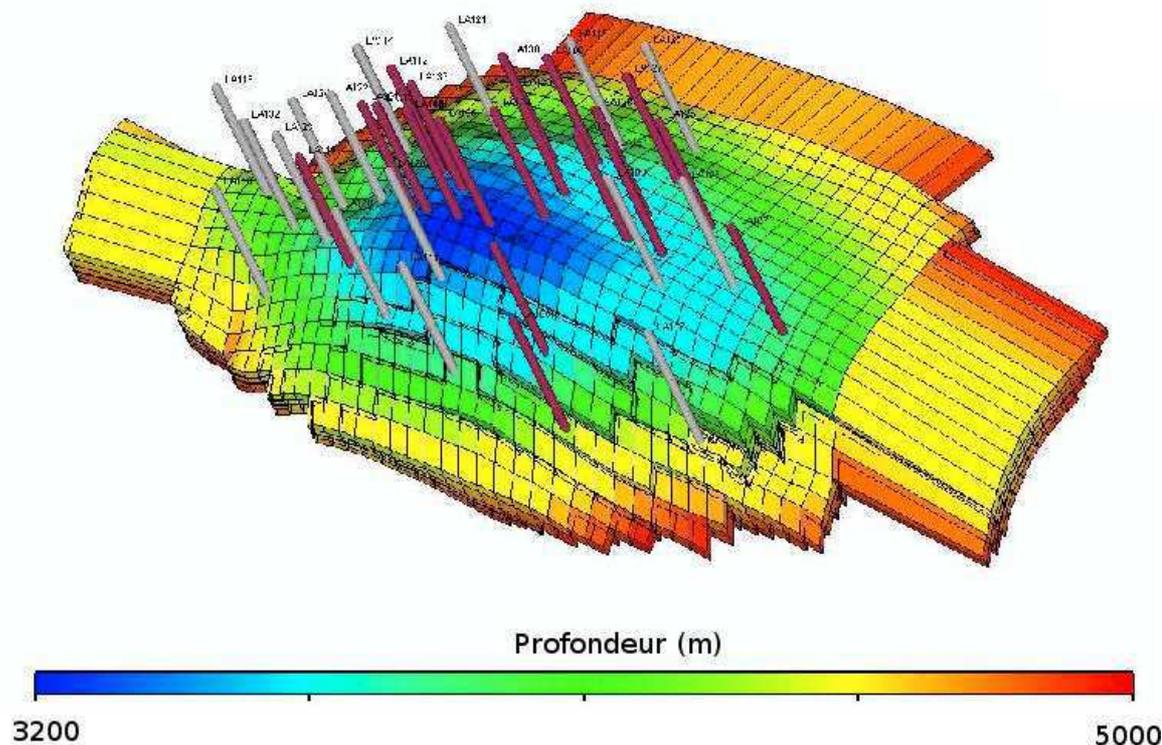


FIG. 5.3 – Maillage du modèle réservoir.

5.2 Modèle réservoir et apports pour l'industrie pétrolière

5.2.1 Informations de puits et modèle réservoir

Le modèle réservoir est un modèle d'écoulement du réservoir, basé sur les informations de pressions du gaz mesurées dans les puits (figure 1.7) et des interprétations de paramètres physiques. L'objectif de cette partie de nos travaux est l'étude des corrélations entre la sismicité et ce modèle de réservoir, ou plutôt des paramètres physiques du réservoir : porosité, perméabilité, etc. La relation entre la sismicité et le comportement des écoulements dans le réservoir est complexe, mais l'interprétation conjointe de ces deux types d'informations pourrait permettre de mieux comprendre cette relation.

Le modèle réservoir est basé sur un maillage du réservoir, où a été déterminé pour chaque maille les propriétés physiques du réservoir. Le maillage comporte 42 mailles dans la direction est, 32 mailles dans la direction nord et 6 mailles dans la direction Z [Baratin-Lanneau, 2002] et est représenté dans la figure 5.3.

Les analyses de carottes et les premiers modèles de réservoir ont montré des tendances particulières des propriétés physiques des roches de Lacq. Alors que le gaz de Lacq est à l'origine localisé à 80 % dans les pores de matrices et à 20 % dans les fractures, la perméabilité des fractures estimées est de 200 mD contre 5 mD dans la matrice. La matrice contient le gaz et le diffuse dans les fractures qui l'écoulent jusqu'aux puits. Bien que ce concept semble logique, c'est l'intensité de ces différences qui a conduit à une distinction entre paramètres de matrice et paramètres de fractures. À chaque maille est donc attribuée une valeur de :

- pression de gaz dans la matrice

- pression de gaz dans les fractures
- porosité de la matrice
- porosité des fractures
- perméabilité de la matrice dans les trois directions (X, Y, Z)
- perméabilité des fractures dans les trois directions (X, Y, Z).

5.2.2 Interprétation initiale du modèle

La figure 5.4 montre des cartes des différentes informations qui ont été extraites et interprétées depuis les mesures de forage, pressions en 1997 et traçages. Nous nous intéresserons particulièrement aux cartes de pression en 1997, que ce soit la pression du gaz dans la matrice ou dans les fractures, ainsi que les cartes de porosité de fractures et de perméabilité de fractures. Alors que les informations sur les fractures (pression, perméabilité et porosité) sont fondamentales pour nous, il est important de ne pas négliger la pression dans la matrice. Elle reflète en effet les zonations et connexions entre blocs. Bien que le modèle soit construit avec plusieurs mailles dans la direction Z, les différences entre les différentes profondeurs ne sont pas suffisamment importantes pour être prises en compte, surtout du point de vue de la perméabilité de fracture. Nous nous intéresserons donc exclusivement à la couche toit du réservoir. De même, la perméabilité selon l'axe Z ne sera pas non plus étudiée car elle n'apporte pas plus d'information que les perméabilités horizontales.

Les deux cartes de pressions en 1997 (figure 5.4a et 5.4b) montrent globalement un comportement de déplétion intense au centre et faible sur les cotés. En effet, la zone centrale est sous-pressurisée par rapport aux flancs, qui réaliment le réservoir par les côtés, avec une délimitation brutale pour la matrice et plus douce pour les fractures. La pression de fracture est spatialement beaucoup plus homogène que la pression de matrice. Ce résultat est prévisible compte tenu des valeurs de perméabilité de fractures, tellement élevées que les déplacements de fluide sont très rapides, homogénéisant ainsi la pression. Cependant, l'absence totale de variations spatiales de la pression de fractures reste curieuse. Comme dit précédemment, c'est la matrice qui alimente les fractures en gaz. Lorsqu'une zone est en surpression et n'est pas connectée au reste, c'est toute la zone qui doit être sur-pressurisée, les fractures tout autant que la matrice. Cependant, c'est la nature même de cette modélisation qui induit ce découplage. En effet, la matrice et les fractures sont considérées indépendamment et il est donc fondamental d'observer les deux cartes de pression (matrice et fractures) conjointement pour étudier les connexions au sein du réservoir.

Il existe une zone de surpression très marquée autour du puits La109. Cet anneau de surpression de 150 MPa est interprété comme un problème de cristallisation des fluides injectés autour de la zone d'injection. Cependant, la géométrie (de la zone en surpression) est considérée comme peu réaliste. Nous noterons aussi la présence d'une langue de surpression juste au dessus du puits La102. Cette zone a été interprétée comme étant de faible porosité (figure 5.4e) afin d'expliquer les retards de transferts de fluides lors d'expériences de traçage. Nous noterons aussi que la zone ouest est en surpression mesurée dans plusieurs puits. Le manque de données dans la partie est et nord a quant à lui été compensé par des extrapolations vers des conditions aux limites traduisant des roches saines et non produites, c'est-à-dire dont le gaz n'est pas extrait par les puits.

Les cartes de perméabilité (figure 5.4c et 5.4d) sont elles aussi sujettes à une limitation géométrique évidente. Seules les zones riches en puits et étudiées par traçage (centre et sud) sont bien analysées. Les cartes de perméabilité de fracture montrent un couloir WNW-

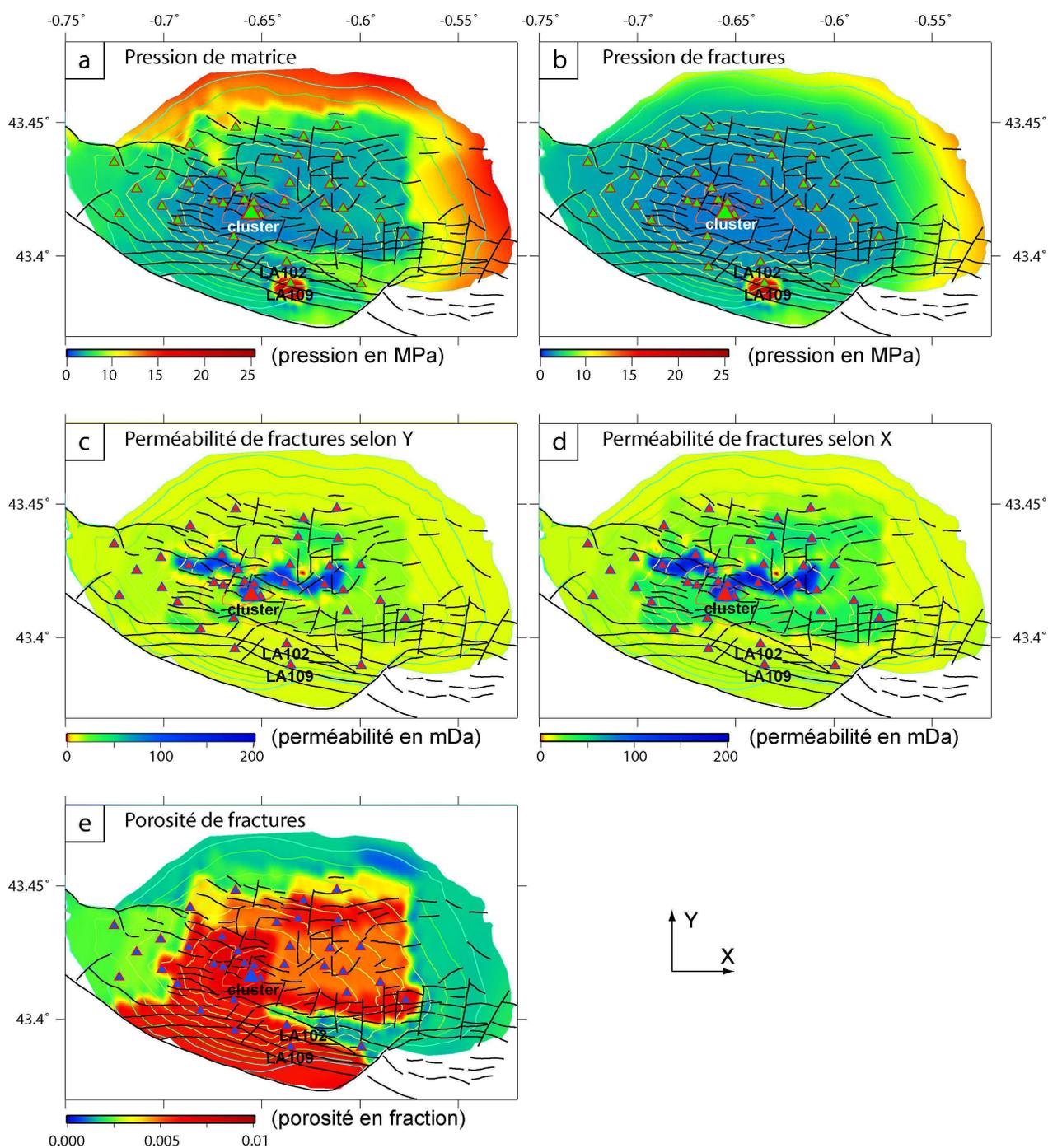


FIG. 5.4 – Couche toit du modèle réservoir en 1997. Cartes de (a) pression de matrice, (b) pression de fractures, (c) perméabilité de fractures selon Y, (d) perméabilité de fracture selon X et (e) porosité de fractures. Les triangles représentent les puits. Nous noterons en particulier la présence du cluster de puits au centre du réservoir et les puits injecteurs 102 et 109. La fracturation au toit du réservoir interprétée par la sismique est aussi représentée.

ESE de forte perméabilité au centre du réservoir. Cette zone est tellement fracturée que les perméabilités selon X et Y sont équivalentes. Le reste de la zone est de perméabilité intermédiaire selon X et plus faible selon Y. Cette différence provient de l'orientation des fractures, créant ainsi une anisotropie dans les vitesses d'écoulement. La perméabilité des zones moins étudiées (nord et est) a été interprétée comme moyenne ou faible.

La carte de porosité (figure 5.4e) traduit les anomalies de pressions et traçages, avec des zones de faible porosité pour la zone ouest et au sud-est, ainsi que toutes les zones de lacunes au nord et à l'est.

Notons que ces cartes reflètent assez bien l'image de la fracturation du réservoir donnée par la sismique, dépendantes elles aussi de la couverture des puits.

5.2.3 Confrontation avec la sismicité

Nous rappelons que l'objectif de cette partie du travail est l'étude des liens entre sismicité et les paramètres concernant les fractures. Nous n'entrerons pas dans le débat entre fractures induisant des séismes et séismes induisant des fractures, et considérerons que l'évolution des deux paramètres se fait de manière conjointe. Les liens que nous pouvons avancer sont (i) que la sismicité marque une zone de failles ou fractures (préexistantes ou induites) et (ii) qu'un essaim de sismicité important permet une augmentation de la perméabilité [Turcotte, 1992]. Ce second phénomène peut provenir de la fracturation induite par les séismes ou, plus vraisemblablement dans certains cas, la réactivation de failles inactives et auparavant imperméables. Dans les zones moins asismiques (ou lorsque la sismicité est trop diffuse), nous ne possédons aucune information sur l'évolution de ces paramètres liés aux fractures.

Selon une vision plus globale, ce sont les connexions entre différentes zones qui nous intéressent également. Considérons des lentilles ou zones du réservoir en surpression à cause de mauvaises connexions (barrière de perméabilité) avec le reste [Maury, 1997]. La sismicité, qu'elle soit cause ou conséquence de la fracturation ou la réactivation de fractures existantes, peut "briser" la barrière de perméabilité et être à l'origine de connexions, même locales. Si la sismicité décimente une barrière importante, la connexion entre les deux compartiments peut devenir forte, même si la perméabilité ne change que très localement. Les relations entre sismicité restent ambiguës et la mise en commun des données peut apporter des informations intéressantes.

Notons que dans le modèle réservoir, les paramètres physiques (porosité et perméabilité) sont considérés comme figés dans le temps. Cette limitation est peut-être une lacune importante de la modélisation. Nous avons à notre disposition les données de pression de 1994 à 1997. Même si la déplétion continue, la pression est déjà faible et les différences de pression ne sont pas suffisamment importantes entre ces quelques années pour être prises en compte. Nous allons donc considérer l'image du modèle fin 1997, soit à la fin de la surveillance.

Afin de mettre en commun la sismicité et le modèle réservoir, nous devons sélectionner les événements localisés dans le réservoir. En considérant une épaisseur de réservoir de 600 m et une incertitude de la profondeur de localisation des événements de 500 m, nous avons sélectionné tous les événements ayant eu lieu moins de 250 m au dessus de la surface du toit du réservoir et moins de 850 m en dessous de cette surface, soit 250 m de marge.

Les confrontations entre cartes du modèle et sismicité (figure 5.5) apportent de nombreuses informations confirmant ou infirmant les interprétations faites du réservoir.

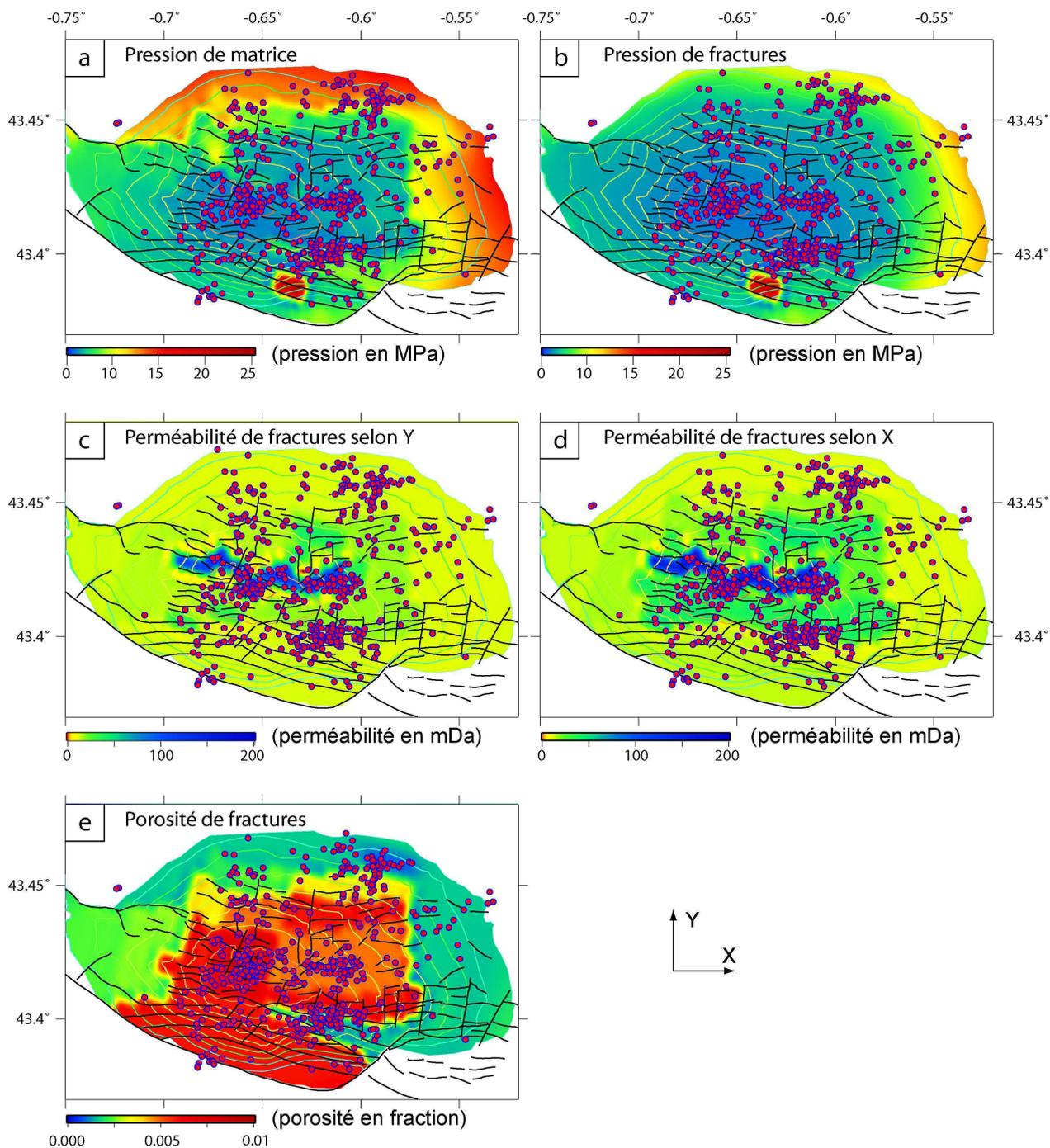


FIG. 5.5 – Couche toit du modèle réservoir en 1997 et sismicité. Cartes de (a) pression de matrice, (b) pression de fractures, (c) perméabilité de fractures selon Y, (d) perméabilité de fracture selon X et (e) porosité de fractures. Les cercles représentent les séismes localisés dans le réservoir.

5.2.3.1 Zone centrale

La zone de forte perméabilité au centre du réservoir (couloir WNW-ESE) est confirmée par la présence d'un alignement de séismes (figure 5.5c et d). Ce couloir pourrait être étendu vers le sud dans sa partie ouest, avec une langue très perméable vers le sud-ouest. La présence de fractures dans cette zone a été confirmée par la sismique, à la différence de la zone plus asismique juste au sud. Ce couloir suit la même orientation (WNW-ESE) que la forme du réservoir et est tout à fait adaptée à la récupération du gaz sur toute la longueur du gisement. Cette information peut d'ores et déjà être reliée à l'augmentation de productivité des puits [Massonat and Rolando, 1997, Baratin-Lanneau, 2002]. Cette constatation réalisée au cours des dernières années est particulièrement surprenante du point de vue pétrolier. Classiquement, lors de la déplétion, la baisse de la pression de pore induit une baisse de la perméabilité. Ce système est classique et observé dans la plupart des cas [Massonat and Rolando, 1997]. Cependant, la productivité des puits a augmenté avec le temps. Plusieurs hypothèses quant à l'origine de cette augmentation de productivité ont été avancées ou rejetées et l'explication retenue est une augmentation de la perméabilité et de la connectivité avec des réserves de gaz autrefois inexploitées [Massonat and Rolando, 1997].

Cette hausse de productivité doit cependant être tempérée et précisée. En regardant plus en détails ces analyses, seuls certains puits ont augmenté leur productivité alors que de nombreux autres ont été abandonnés pour mauvaise productivité. Nous pensons donc à la combinaison de deux effets contradictoires et cumulés.

- Tout d'abord, le gisement est globalement sujet à la baisse de perméabilité induite par la déplétion. Ce phénomène est celui constaté dans la plupart des réservoirs et il expliquerait la baisse de productivité de nombreux puits.

- À l'inverse, les puits de la partie centrale du réservoirs ont augmenté leur productivité. Il s'agit presque exclusivement des puits du cluster, plus quelques puits juste à l'est du cluster, dans le couloir de fracturation. Tous ces puits actifs sont donc localisés dans la zone la plus fracturée et la plus perméable du réservoir.

Ce phénomène semble adapté à l'explication du comportement de la productivité/perméabilité des puits.

5.2.3.2 Puits injecteurs La102 et La109 et essaim du groupe 2

L'existence même de l'essaim de séismes au niveau des puits injecteurs (groupe 2 dans la figure 4.17) est en contradiction totale avec le modèle réservoir. La zone est considérée comme peu perméable et très peu poreuse. Notons que cette interprétation a été réalisée dans le but d'expliquer une anomalie lors d'expériences de traçages et est par conséquent tout à fait valide. Cependant, aucun puits pouvant confirmer cette anomalie de porosité/perméabilité n'existe dans cette zone et la sismique contredit cette interprétation grâce à de nombreuses failles bien détectées. Bien que ces failles puissent être non perméables en théorie, une porosité de fracture aussi faible dans une zone fracturée et sismogène est surprenante. Nous avons vu précédemment qu'il s'agissait de l'essaim le plus grand et le plus énergétique de la sismicité de Lacq ($M_l \leq 4.2$), et que celui-ci forme un alignement sub-vertical se prolongeant largement au dessus et en dessous du réservoir. Il apparaît donc que l'utilisation de la sismicité apporte une information supplémentaire pour l'interprétation des phénomènes dans cette zone. En effet, alors que l'interprétation existante reflétait les données correctement, l'apport d'une contrainte supplémentaire (sismicité) montre un paradoxe important et remet en question la vision actuelle de cette zone, non-unique par définition.

Une première hypothèse permettant d'expliquer ce paradoxe serait que l'anomalie de

porosité soit le déclencheur de la sismicité. Selon ce scénario, les injections de fluide pourraient induire des surpressions à distance dans la zone de faible porosité. La conséquence serait alors une augmentation marquée du nombre de séismes dans cette zone, due à la surpression de liquide et la présence de failles. Plusieurs points posent problème dans ce scénario. Tout d'abord, des surpressions engendrées à distance dans ces conditions paraissent peu probables. Un transfert rapide et important des fluides, facteur essentiel pour générer une surpression, nécessite une perméabilité et une porosité importante, à l'inverse du modèle. Ensuite, l'intensité de la sismicité dans cette zone ($Ml \leq 4.2$) ne coïncide pas avec l'idée de sismicité de faible magnitude déclenchée par surpression de fluide. Enfin, si la zone est fortement sismogène, il est peu probable que la porosité de fractures et la perméabilité soient restées faibles.

Ces limitations nous forcent à mettre au point un second scénario reposant sur une remise en question totale de l'interprétation des anomalies de traçages. Au lieu d'une zone faiblement poreuse et faiblement perméable, la zone serait plutôt très fracturée, poreuse et perméable dans la direction verticale (en terme de fractures) et les traçages seraient perturbés par une évacuation des fluides sous le réservoir grâce à ces failles. La cartographie des failles par la sismique montre en effet de nombreux accidents sub-verticaux (fort plongement sud) dans cette zone et l'essaim de séismes est localisé au niveau de celles-ci. Selon cette hypothèse, la sismicité ne serait pas induite par les injections et la zone de faille au niveau des séismes serait un exutoire. Ce phénomène permettrait d'expliquer les anomalies de traçages et pourquoi la pression au niveau du puits La109 diminue à la même vitesse que le reste du réservoir depuis au moins 1985 (figure 1.7). En effet, la diminution de la pression avec le temps alors que les injections sont plus importantes qu'avant induit obligatoirement une évacuation des fluides.

Afin de lever les ambiguïtés sur ces phénomènes, il serait intéressant de :

- modéliser les injections dans Éclipse (modèle d'écoulement dans le réservoir). En récupérant les dates et volumes d'injections au cours du temps, nous pourrions modéliser les injections et ainsi mieux connaître la zone d'influence de la surpression. Si lors des simulations, les fluides injectés n'atteignent même pas l'essaim du groupe 2, ceci infirmerait radicalement les deux hypothèses précédentes et montrerait qu'injections et sismicité sont totalement indépendants.

- réaliser une étude afin de savoir si une sismicité si intense peut avoir lieu sans augmenter la fracturation et la perméabilité des roches. Dans le cas contraire, le premier scénario serait alors rejeté.

- tester l'hypothèse d'un exutoire pour les fluides et regarder si les anomalies de traçages peuvent être expliquées ainsi. Un résultat négatif rejeterait le second scénario.

5.2.3.3 Déplétion au NNE

Des alignements de sismicité importants relient les zones nord du réservoir avec le couloir central. La présence de sismicité au nord et le long de ces couloirs remet en question la modélisation actuelle, qui interprétait l'absence de failles cartées en sismique comme étant une zone saine et imperméable (figure 5.5c-d). De plus, le gisement semble réalimenté [Massonat and Rolando, 1997, Baratin-Lanneau, 2002], la production des puits dépassant les estimations et les calculs de réserves effectués. En effet, la pression de gaz diminue moins que ce que la production ne prévoit et le gisement fournit aujourd'hui encore une importante quantité de gaz. Parmi les explications avancées, plusieurs raisons chimiques peuvent expliquer un dégazage tardif du gaz contenu dans la matrice. Cependant, nous pensons qu'une

explication par la sismicité est envisageable.

Dans les figures 4.26 et 4.27 dans la section 4.3, nous avons vu que les mécanismes au foyer subissent deux étapes de déformation bien distinctes, avec une première phase extensive suivie d'une phase compressive. L'hypothèse initiale de cette inversion est une phase de réajustement. Au vue du comportement de la sismicité et du réapprovisionnement du réservoir, une nouvelle hypothèse de dynamique peut être avancée :

- Dans une première phase, la déplétion au centre du réservoir a induit des déformations compressives au centre, mais aussi des déformations extensives sur les bords, en particulier au NNE. Ceci est confirmé par la dominance des mécanismes extensifs au NNE pendant les premières périodes. Il est possible que la sismicité ait d'ailleurs pu augmenter la fracturation et la connectivité entre les zones nord et le centre du réservoir.

- Ensuite, alors que la zone centrale a été fortement déplétée, commence une réalimentation de cette zone en sous-pression par les réserves au NNE. Cette déplétion à distance de la zone NNE induit une seconde phase de sismicité avec des mécanismes compressifs, qui signent un relâchement de la contrainte verticale dû à la compaction locale du réservoir.

Un dernier argument est que la limite nord de la sismicité est la plus distante de toute. Une déplétion (et compaction associée) au NNE expliquerait l'extension de la sismicité par des réajustements horizontaux très au nord (figure 4.9).

Cette hypothèse de déplétion au NNE explique en grande partie le réapprovisionnement du gisement en gaz. Le cluster de puits serait donc aujourd'hui capable de produire du gaz provenant du gisement complet, et même des réserves au nord. Il serait intéressant de mesurer un nouveau profil d'affaissement selon un axe SSW-NNE et ainsi observer si cette hypothèse est fondée.

5.2.3.4 Zone non connectée à l'ouest et partie est

L'absence de sismicité dans la zone ouest conforte le modèle quant aux faibles porosités et perméabilités de fractures (figure 5.5c,d et e). La cartographie des fractures dans cette partie du réservoir n'a pas pu être réalisée (mauvais modèle de vitesse et migration) et nous n'avons aucune information sur d'éventuelles failles. Aucune sismicité n'a perméabilisé cette zone sur-pressurisée et plus saine que le reste du réservoir. De plus, elle n'est sans doute pas connectée au reste du réservoir à cause d'une barrière nord-sud de perméabilité. Cette barrière de perméabilité (caractérisée par un fort gradient de pression) est totalement asismique et a été interprétée comme une zone de variation de la nature des roches [Fabre et al., 1991]. Juste à l'est de cette barrière, la sismicité est plus importante (alignement nord-sud) et correspond à des perméabilités plus fortes et des failles plus nombreuses. L'absence de sismicité dans la zone ouest, bien que sujette à l'affaissement, confirmerait donc qu'il existe une différence de rhéologie induisant une déformation asismique. Nous pouvons de même penser que l'absence de failles orientées préférentiellement est une cause de cette asismicité.

L'absence de sismicité à l'est ne permet pas d'apporter d'information supplémentaire. La zone ne semble pas très fracturée, hormis dans la partie ENE de la carte avec un léger alignement permettant peut-être des connexions avec des zones périphériques du réservoir. Cependant, les séismes ne sont pas assez nombreux (diffus) pour considérer cette information comme fiable. La zone ESE est quant à elle totalement asismique, malgré les nombreuses failles présentes.

En introduisant des informations sismologiques dans la modélisation physique du réservoir

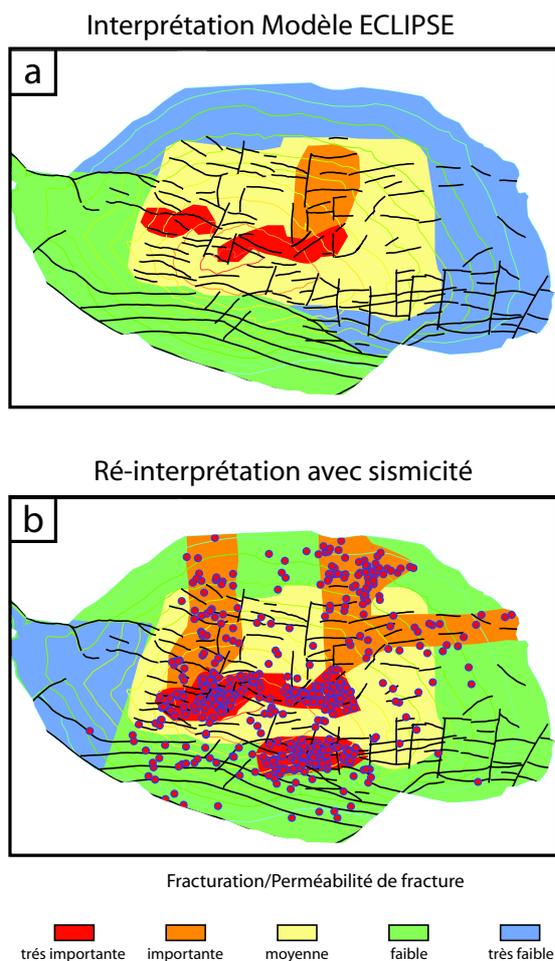


FIG. 5.6 – Interprétation structurale grâce (a) au modèle réservoir seul et (b) interprétation conjointe modèle réservoir et sismicité.

voir, nous avons pu améliorer la compréhension des connexions et transferts de fluides. En effet, un modèle réservoir est une interprétation non-unique réalisée à partir d'un nombre limité d'informations discrètes (principalement les puits). L'apport d'une information supplémentaire (sismicité) permet de lever certaines ambiguïtés, ou tout du moins d'amener de nouvelles hypothèses. La figure 5.6a montre l'interprétation initiale faite à partir du modèle réservoir et la figure 5.6b l'interprétation évoluée réalisée grâce à la confrontation à la sismicité.

5.2.3.5 Perspectives

La limitation évidente de cette étude est de nouveau l'absence de quantification possible. En effet, une mesure quantitative de la fracturation engendrée par la sismicité serait un apport considérable. Deux voies d'études existent. La première est l'analyse temporelle des coda, qui donnerait des renseignements sur la fracturation de la zone de rupture. Une telle analyse nécessiterait de nombreuses données (étude statistique) afin d'obtenir une tendance et une variation temporelle, le tout zone par zone. En travaillant essaim par essaim, l'occurrence d'évènements exploitables (coda mesurable) est trop rare sur notre base de données actuelle.

L'autre méthode pouvant apporter des informations sur les directions de fracturation sont les méthodes d'analyse de l'anisotropie [Kendall et al., 2005]. Cependant, une analyse d'ani-

sotropie nécessite des stations 3 composantes, ce qui n'est le cas que d'une seule station à Lacq, nombre insuffisant pour une analyse de direction de fracturation. Cependant, cette analyse pourrait être pratiquée à partir des données du nouveau réseau lorsqu'elles seront suffisantes.

La confrontation entre le modèle réservoir et la sismicité localisée dans le réservoir a mis en évidence plusieurs résultats intéressants. L'intérêt principal est que la sismicité peut être un outil très puissant d'aide à la construction des modèles de réservoirs, permettant de mieux comprendre la géométrie des connexions et des couloirs de fracturation. Nous constatons que la sismicité, si elle est considérée comme marqueur de la fracturation, confirme la réalimentation et la hausse de productivité dans certaines zones du réservoir. L'analyse de la sismicité permet même de poser de nouvelles hypothèses pouvant expliquer certaines anomalies détectées lors des traçages, en particulier les fuites de réservoir. L'historique de production [Massonat and Rolando, 1997, Baratin-Lanneau, 2002] a permis de confirmer certaines hypothèses quant à la déformation, particulièrement pour la zone NNE. En effet, tous les arguments convergent vers l'hypothèse d'une connexion importante entre les réserves au nord et le centre de réservoir. Alors que la partie centrale est désormais déplétée presque à son maximum, ce sont ces réserves secondaires du NNE qui alimentent le réservoir.

5.3 Collapse du puits La141 et essaim du cluster de puits

Cette section traite un fait particulier que nous avons observé. Il s'agit d'une anecdote très intéressante dont l'étude rentre tout à fait dans nos objectifs.

Le cluster est un groupe de puits se situant juste à l'aplomb du top du réservoir (figure 1.5). Il s'agit de la majorité des puits actifs. Lorsque nous analysons les cartes de sismicité période par période, nous distinguons l'apparition d'un petit essaim au niveau de ce cluster de puits ainsi que son intensification à partir de 1996 (groupe 4 de la classification). En effet, la dernière période est caractérisée par de nombreuses occurrences, localisées à la base des puits. Il apparaît que l'intensification de la sismicité dans cette zone a eu lieu à partir d'août 1996. Après étude de l'historique, nous avons remarqué que cette date correspond au collapse du puits La141 (figure 5.7). Pour information, aucune évolution du réseau ou de la détection en général n'a eu lieu lors de cette période, et aucun autre essaim ou zone n'a subi de variation à ce moment précis. L'objectif de cette partie est de comprendre la relation de cause à effet entre la sismicité et la rupture du puits. Pour ceci, commençons par l'historique des événements.

Le 6 août 1996, un incident est survenu au niveau du puits La141. Le casing du puits, ou paroi extérieure du puits, a commencé à s'effondrer sur elle-même à 2100 m de profondeur, au niveau du récif Crétacé saturé en eau. L'influence de la sismicité sur le collapse du puits est non prouvée. Quelques rares séismes ont eu lieu dans la proximité de la zone de collapse plus de dix ans auparavant. La relation possible serait une fragilisation du casing (gaine en béton) à cette époque et l'accumulation des contraintes ayant fait dépasser le seuil de rupture du puits. Une autre hypothèse pourrait être une déformation aismique importante (la rupture a eu lieu à la limite récif-marnes). Cependant, ce n'est pas la rupture de puits elle-même qui nous intéresse, mais plutôt les conséquences :

Afin d'éviter un écrasement total du puits, l'usine a injecté de grands volumes d'eau (volume inconnu) dans le puits afin de maintenir une pression importante au sein de celui-ci. Après plusieurs jours d'injection massive dans le puits, celui-ci s'est tout de même effondré et un nouveau a dû être foré en parallèle. Il est très important de noter qu'une grande partie

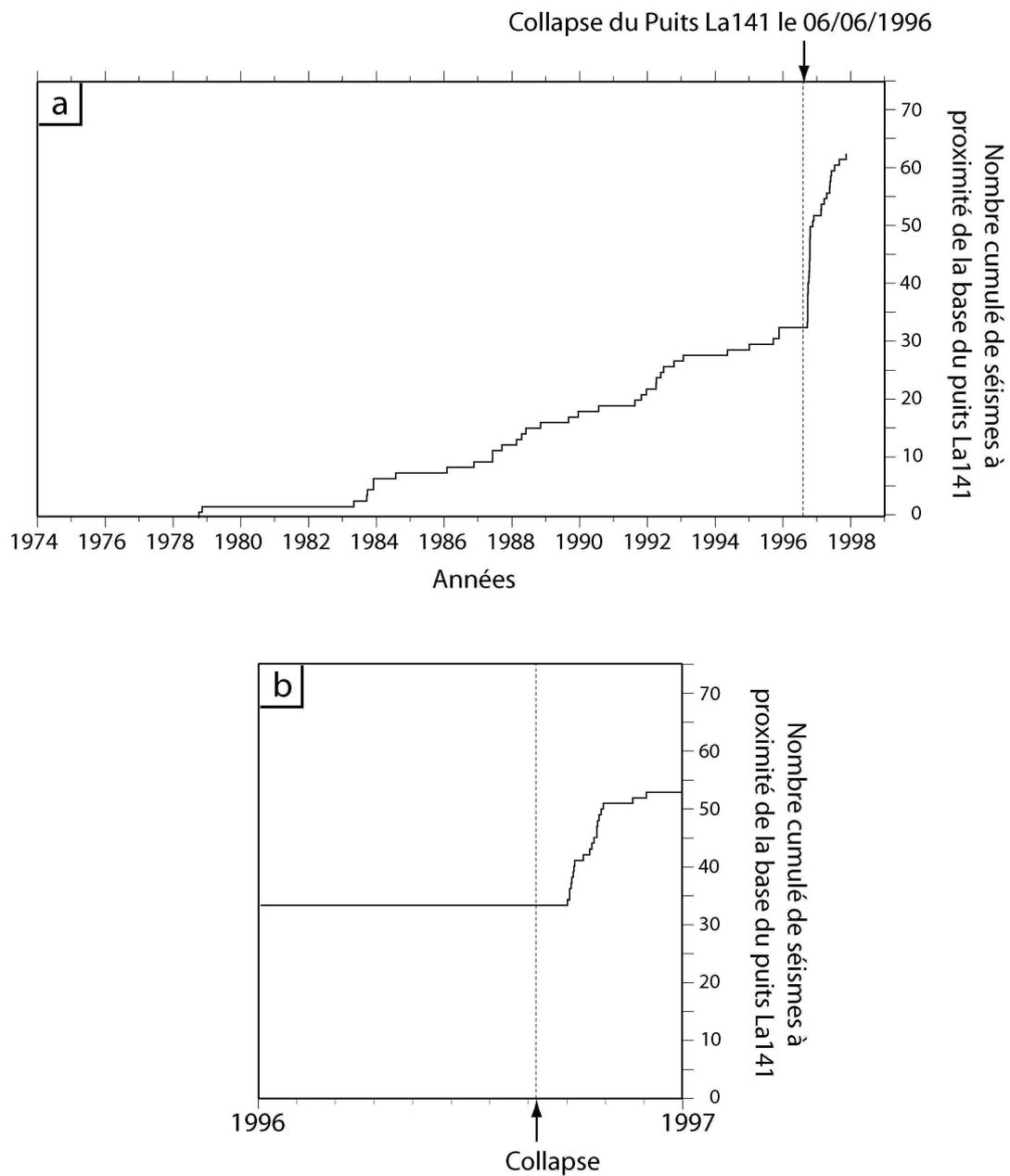


FIG. 5.7 – Évolution temporelle de la sismicité au niveau du cluster de puits et date du collapse du puits La141. La première partie représente l'ensemble de la période de surveillance et la seconde se focalise sur l'année 1996. La date du collapse est représentée par un trait pointillé.

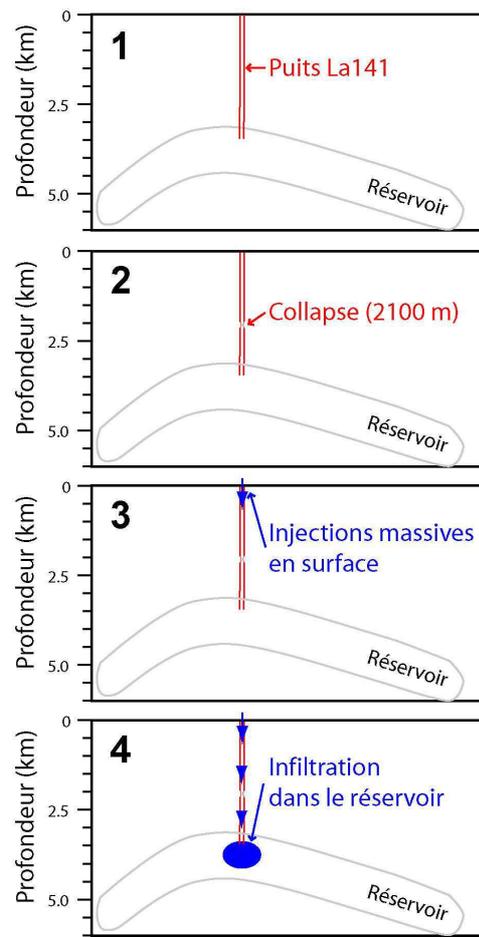


FIG. 5.8 – Résumé des étapes majeures de l'incident La141 : (1) état initial ; (2) début d'effondrement (collapse) du puits à 2100 m de profondeur ; (3) injections massives dans le but d'arrêter l'effondrement ; (4) infiltration dans le réservoir de l'eau injectée en surface.

des injections d'eau sont infiltrées dans le réservoir. C'est ce phénomène qui nous intéresse particulièrement. En effet, la crise sismique détectée a eu lieu dans le réservoir au niveau de la base du puits La141, au moment des injections d'eau. Un résumé des événements est donné dans la figure 5.8.

La hausse de la sismicité que l'on observe sur la figure 5.7 survient donc juste après ces premiers afflux d'eau alors qu'aucune activité sismique n'avait été décelée dans les quelques semaines précédentes. Cet essaim de séismes existait déjà auparavant, mais la hausse du nombre de séismes est très nette et bien corrélée en temps au collapse. Selon l'enchaînement des événements, il apparaît que c'est le collapse et l'injection associée qui sont à l'origine de l'essaim. Comme expliqué dans la section 2.1.2, les injections de fluide peuvent déclencher des événements précocement.

Nous avons vu dans la figure 5.7 que la fréquence d'occurrence des séismes augmentait fortement avec la surpression de fluide. Par contre, nous ne connaissons pas le volume et la durée d'infiltration d'eau dans le réservoir. La seule certitude que nous avons sur les volumes infiltrés et la durée des infiltrations (donc de la durée de surpression de fluide) est (i) que le puits était réparé moins de six mois après le collapse et (ii) que le gaz de la matrice diffuse rapidement et la surpression de fluide a été annulée par la compressibilité du gaz très rapidement après la fin des infiltrations. Six mois de surpression semblent donc être la durée

maximale. Il s'agit cependant d'une surestimation volontaire. En réalité, lorsque les pressions sont faibles, la remise à pression normale par le gaz aurait pu avoir lieu très rapidement après les premières infiltrations et ensuite accommoder sans difficulté l'infiltration constante [Mauray, 2005b]. En conclusion, nous considérerons que la surpression de fluide engendrée par le collapse a duré entre un mois et six mois et cette fourchette n'est donnée qu'à titre indicatif.

Dans la section 2.1.2, nous avons fait référence au déclenchement des séismes par surpression de fluide. Dans cette optique, nous considérons qu'un séisme déclenché est un séisme qui aurait eu lieu, quoi qu'il arrive. De manière exagérée, une surpression de fluide pourra déclencher deux événements de faible énergie là où un seul d'énergie double se serait produit, sans surpression. Selon ce raisonnement, la hausse de la fréquence des séismes ne doit pas être accompagnée d'une hausse de l'énergie libérée par unité de temps. Il s'agit d'un cas théorique et nous devons ajouter qu'une injection risque de déclencher des événements qui n'auraient jamais eu lieu, la contrainte pouvant parfois être accommodée de manière aismique.

La figure 5.9 représente les magnitudes des séismes autour de la base du puits La141, ainsi que les énergies cumulées obtenues grâce aux magnitudes et à la formule empirique $E = 10^{4.8+1.5*Ml}$. Alors que le premier schéma représente les magnitudes et énergies cumulées tout au long de la surveillance, le second se focalise sur l'année 1996. Le nombre d'événements cumulés (tiré de la figure 5.7) est représenté en bleu afin de mieux figurer l'évolution du nombre d'occurrences. L'interprétation essentielle est que l'énergie libérée par cette crise ne fait que très peu augmenter le taux d'énergie libérée par unité de temps par rapport au nombre d'occurrences. Alors qu'en une année se sont produits autant d'événements que pendant tout le reste de la surveillance, l'énergie libérée pendant cette année est égale à l'énergie moyenne libérée chaque année. Les événements sont effectivement en moyenne de plus faible magnitude. Cette caractéristique très importante peut être utilisée comme argument quant au déclenchement des événements par surpression de fluide. En effet, alors que la baisse du critère de rupture n'induit pas nécessairement une baisse des magnitudes, une baisse significative des magnitudes pour plus de séismes (conservation du taux annuel d'énergie dissipée) montre nécessairement l'existence d'une variation importante du comportement local et vraisemblablement une baisse du critère de rupture. La stabilité de l'énergie déchargée tend en effet à montrer que le chargement de contrainte n'a pas évolué et que seul le critère de rupture a été abaissé, conséquence de l'injection.

Comme dit précédemment, nous considérons que la surpression de fluide a duré entre un et six mois. La sismicité post-collapse pourrait quant à elle être séparée en deux étapes. La première étape commence une semaine après le collapse et dure environ deux mois. Cette étape représente la période la plus intense en nombre de petits événements et marque l'augmentation brutale de sismicité. La période suivante est caractérisée par une sismicité moins fréquente que la crise post-collapse elle-même, mais néanmoins plus importante qu'auparavant. Ces trois périodes ne comportent pas suffisamment d'événements pour le calcul du coefficient b . Nous remarquons que, même sans ce calcul, la moyenne des magnitudes des événements est abaissée pour la période de deux mois suivant le collapse et beaucoup plus difficile à estimer pour la suite, la surveillance s'arrêtant trop tôt. La sismicité semble tout de même plus intense en terme de nombre d'occurrences encore 16 mois après le collapse alors que six mois sont censés avoir suffi pour accommoder toute la surpression. Nous remarquons que la surveillance s'est arrêtée trop tôt car il aurait été très intéressant d'observer la suite.

Alors que de toute évidence, la surpression d'eau a déclenché une petite crise à la base

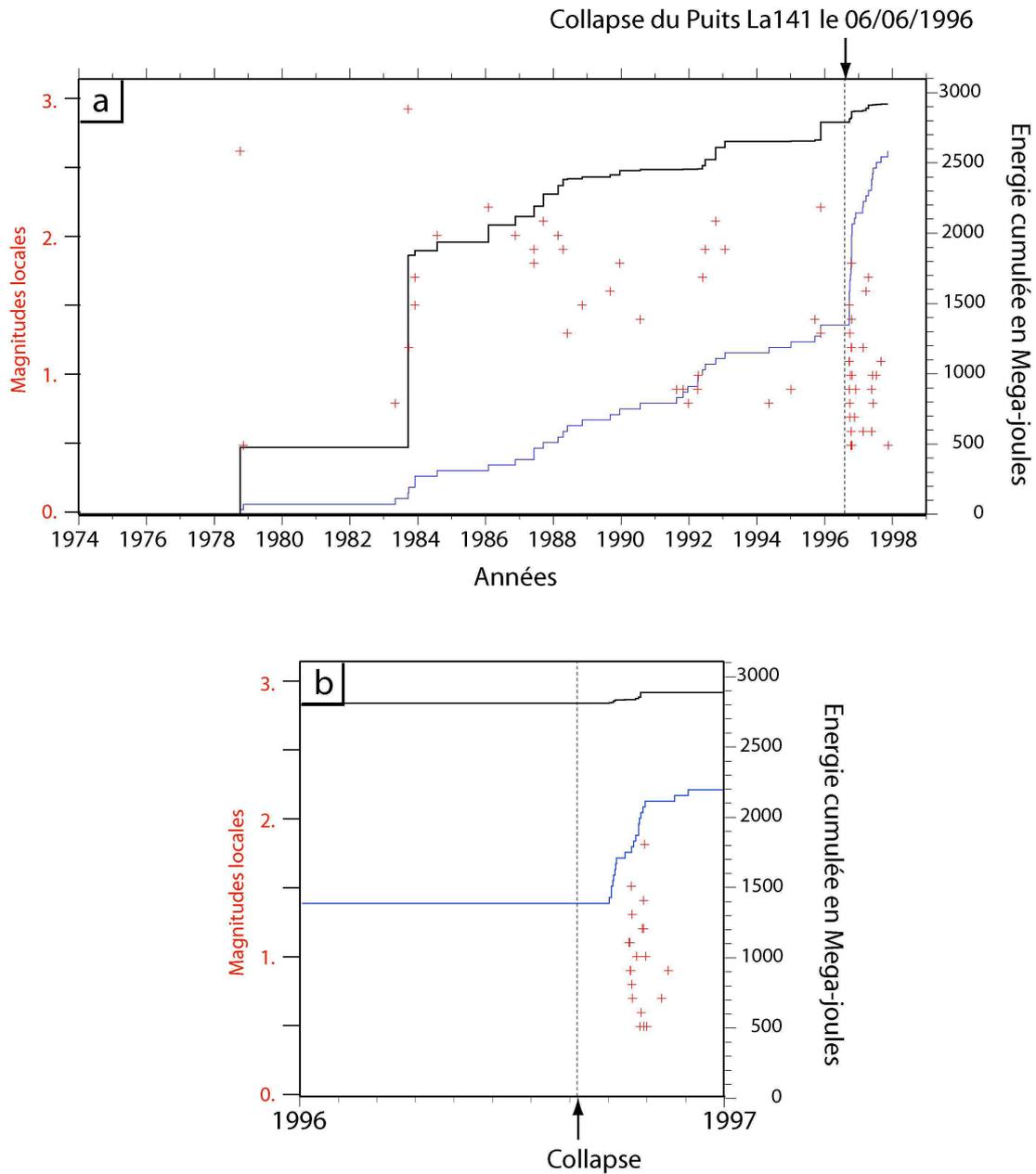


FIG. 5.9 – Évolution temporelle de la magnitude et de l'énergie cumulée des séismes au niveau du puits La141. (a) ensemble de la période de surveillance et (b) agrandissement sur l'année 1996. La date du collapse est représentée par un trait pointillé. Le nombre cumulé de séismes est ajouté (trait bleu) pour indication.

du puits, nous émettons quelques hypothèses de dynamique qui pourront être contrôlées plus tard avec l'analyse des nouveaux réseaux (MIGP et Magnitude) :

La première hypothèse considère un arrêt brutal de la surpression. En considérant la réactivation d'anciennes fractures figées et l'ouverture de nouvelles failles grâce aux surpressions, le motif de fracturation de la zone à la base du collapse peut avoir été fortement modifiée. Si de nombreuses petites fractures (qui n'existaient pas ou qui étaient cimentées) sont désormais ouvertes et orientées selon une direction satisfaisant la contrainte, le coefficient b de la relation fréquence-magnitude peut avoir été modifié. Cette hypothèse sera difficile à vérifier car les réseaux actuels sont différents et un calcul de magnitude homogène pour les deux périodes est impossible. Si les réseaux actuels détectent une activité intense d'évènements de faibles magnitudes au niveau du cluster de puits, nous pourrions considérer que cette première hypothèse est vraisemblable, car la surpression est sans aucun doute totalement accommodée désormais. À l'heure actuelle, très peu de séismes ont été localisés dans cette zone mais les stations proches de cet essaim sont trop récentes pour être exploitées.

La seconde hypothèse serait une décroissance plus lente de la surpression de fluide. Le critère de rupture serait caractérisé par une chute brutale juste après le collapse, puis petit à petit, la diffusion des fluide et l'arrêt des infiltrations aidant, la surpression de fluide s'atténuerait doucement, relevant ainsi la valeur du critère du rupture.

5.4 Modèles conceptuels de déformation

Grâce aux connaissances acquises par l'analyse de la sismicité et des différentes confrontations avec des données externes, nous allons maintenant synthétiser ces informations et réaliser des modèles conceptuels simples afin d'expliquer les déformations du réservoir.

5.4.1 Mécanismes simplifiés

La compaction du réservoir induit une diminution de la contrainte verticale au centre du réservoir. Ce relâchement de la contrainte verticale se traduit par un affaissement, en contexte compressif au centre du réservoir et extensif sur les flancs. Nous avons vu que la dynamique des déformations ne suit pas un modèle aussi simple. La plupart des essaims de séismes sont caractérisés par une incohérence flagrante des mécanismes qui les composent. L'inversion de mécanismes (passage d'inverses à normaux par exemple) est un réajustement classique et peut être expliquée comme une descente bloc à bloc, dont l'origine est la compaction du réservoir. Lorsque les failles ne sont pas verticales, les déformations sont influencées par l'orientation de ces failles et les mécanismes de réajustements peuvent paraître surprenants par rapport au contexte de déformation. Nous réalisons un premier modèle de déplétion très simplifié et nous y plaçons des failles à fort plongement ainsi qu'une cinématique de la compaction du réservoir (figure 5.10). La déformation est un effondrement centré sur le réservoir et se traduit en surface par un affaissement. Cette déformation induit elle-même des déformations horizontales importantes sur les flancs (non représentées dans ce modèle). L'affaissement qui en découle est montrée dans la figure 5.10.

La figure 5.10a représente le modèle stable et la figure 5.10b le début de la déplétion. L'affaissement du bloc central (figure 5.10c) se traduit par les mécanismes suivants :

- c3-4 est caractérisé par un mécanisme compressif
- c4-5 est caractérisé par un mécanisme extensif

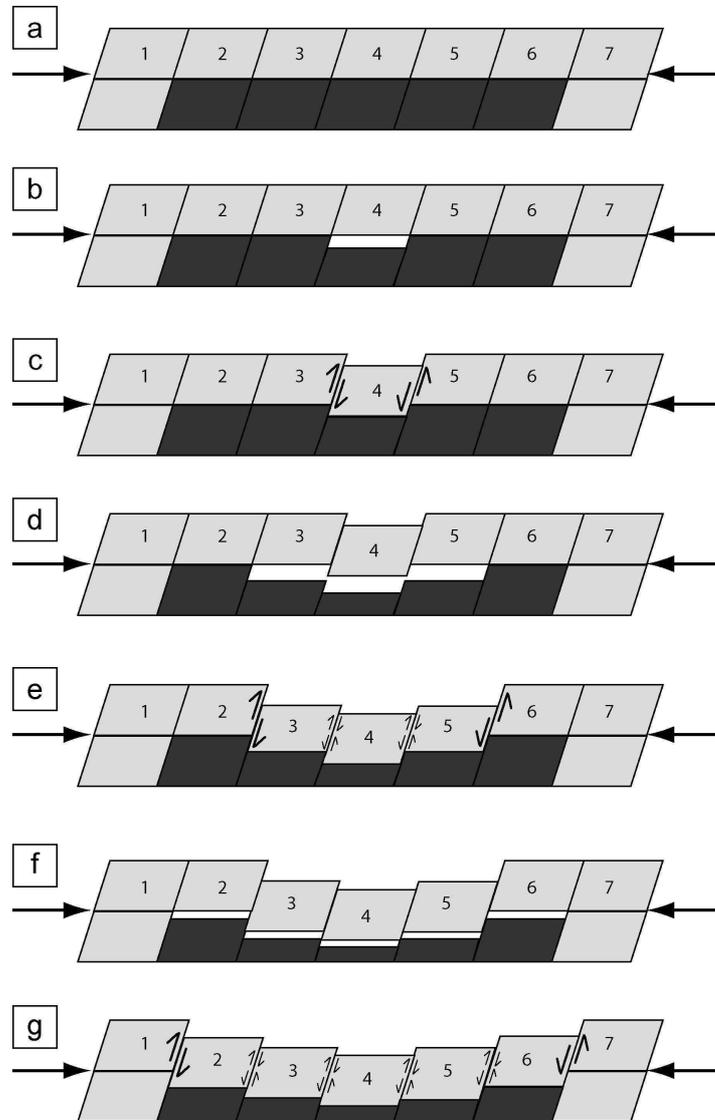


FIG. 5.10 – Modèle conceptuel en “boîte de sucre” avec failles non verticales préexistantes. Le réservoir est en gris foncé et les roches environnantes en gris clair. (a) état initial stable ; (b) début de la déplétion ; (c) effondrement du bloc central ; (d) propagation de la déplétion ; (e) effondrement des blocs latéraux et du bloc central ; (f) propagation de la déplétion ; (g) effondrement de tous les blocs

La déplétion se propage en figure 5.10d. Nous considérons que la zone centrale est encore déplétée ; trois blocs distincts sont donc en déséquilibre. L'affaissement de ces trois blocs est montré en figure 5.10e.

e2-3 est caractérisé par un mécanisme compressif

e5-6 est caractérisé par un mécanisme extensif

e3-4 et e4-5 sont caractérisés par des mécanismes compressifs et extensifs

La figure 5.10f montre la dernière partie de la déplétion et la mise en connexion du réservoir complet. L'accommodation de cette déplétion finale est montrée dans la figure 5.10g.

g1-2 est caractérisé par un mécanisme compressif

g6-7 est caractérisé par un mécanisme extensif

g2-3, g3-4, g4-5, g5-6 sont caractérisés par des mécanismes compressifs et extensifs

Cette analogie permet de se rendre compte que les mécanismes de réajustements peuvent être aussi nombreux que les mécanismes primaires. Dans une zone d'effondrement, la contrainte devrait être accommodée par des mécanismes compressifs, mais la descente bloc à bloc (réajustements) et l'orientation initiale peut induire une multitude de mécanismes. Nous noterons d'ailleurs que lors d'un effondrement à symétrie cylindrique ou elliptique (comme c'est le cas pour un réservoir), une composante décrochante des réajustements est indispensable pour l'accommodation des contraintes.

5.4.2 Apports de la modélisation analogique

Grâce à des modélisations analogiques de la déplétion d'un réservoir, Odonne a observé la génération de grandes failles inverses à fort plongement dont la disposition en cloche est corrélée à la géométrie du réservoir [Odonne et al., 1999] (voir section 2.3). Il s'agit d'un cas idéal et il semble peu réaliste d'observer une déformation si nette. Nous n'avons d'ailleurs pas observé un cloche unique caractérisée par des mécanismes compressifs au dessus du réservoir. Cependant, en prenant compte certaines des limites de sa modélisation, nous pouvons nous servir des observations de Odonne pour améliorer notre compréhension du réservoir. Nous allons, point par point, synthétiser nos connaissances et réaliser un modèle conceptuel de la déformation.

- La déplétion que Odonne simule est homogène et est peu adaptée à l'analogie de la déplétion de Lacq. En combinant les observations de Odonne et une cinématique de déplétion plus réaliste, nous pouvons imaginer que la déformation doit être caractérisée par plusieurs cloches concentriques. C'est-à-dire que la propagation de la déplétion doit être accompagnée d'une propagation de la zone sous contrainte et donc des cloches. Cette hypothèse est confortée par l'observation de l'évolution temporelle de la sismicité (figure 4.18) qui montre une diffusion des déformations depuis le centre du gisement vers l'extérieur. En effet, nous avons observé que les premières déformations enregistrées étaient principalement localisées au centre du réservoir, puis se sont diffusées par la suite jusqu'à des accidents importants ou des zones de faiblesse importantes à l'ouest, au sud et à l'est, et s'est propagée plus loin au nord.

- Selon le modèle de Odonne, nous nous attendrions à une extension de la sismicité corrélée à la géométrie du réservoir, c'est-à-dire orientée selon un axe WNW-ESE. Les observations que nous avons réalisées ne semblent pas du tout suivre cette hypothèse. L'axe privilégié des déformations semble en effet être SSW-NNE. Bien que la déplétion à l'ouest et à l'est soit probablement moins importante qu'au sud et au nord (pour des raisons de

connexions), les informations de puits ont montrées que ces régions étaient tout de même fortement déplétées. Le profil de nivellement a d'ailleurs montré un affaissement important selon l'axe WNW-ESE. Il existe donc une décorrélation entre sismicité et géométrie de la déplétion. Nous pensons que c'est l'orientation des failles préexistantes qui est à l'origine de cette différence. L'orientation de la sismicité selon l'axe SSW-NNE ne serait en effet due à la présence de failles orientées de manière optimale pour accommoder la contrainte selon cet axe. Cette orientation préférentielle est peut-être d'ailleurs à l'origine de l'existence même de cette sismicité, alors que la déformation de la plupart des réservoirs se fait de manière asismique. Sur les bords est et ouest, la contrainte ne peut s'accommoder sur des failles orientées préférentiellement car ces dernières sont orientées WNW-ESE alors que la contrainte nécessiterait d'être accommodée sur des failles orientées SSW-NNE. L'intensité de la perturbation de contrainte n'est pas suffisamment importante pour générer de nouvelles failles selon une telle direction. De plus, les roches dans ces zones sont plus ductiles (dans la zone ouest tout du moins) et la déformation sur les flancs est et ouest se fait de façon asismique.

Nous avons schématisé la zonation de la déformation sismique en carte (figure 5.11). Les failles représentées sont une exagération marquée des zones sismogènes. Les parties est et ouest se déforment quant à elle de manière asismique. Compte tenu de la forme du réservoir, des "cloches" imbriquées parfaites représenteraient des ellipses en carte. L'absence de failles bien orientées dans les zones ouest et est a tronqué ces ellipses. Les déformations générant des séismes suivent l'axe SSW-NNE, alors que l'axe WNW-ESE se déforme de manière asismique. Nous constatons donc que les séismes, même de très faibles magnitudes, sont la plupart du temps localisés sur des accidents relativement importants et orientés préférentiellement pour accommoder la perturbation de contrainte poroélastique. Une observation identique a été réalisée sur les réservoirs d'Ekofisk ($M \leq 5.4$) et de Clinton County ($M < 1$) [Rutledge et al., 1998, Maxwell and Urbancic, 2001, Ottemöller et al., 2005]. Bien que les sismicités de ces deux réservoirs ne soient pas comparables du point de vue de la magnitude des événements, la sismicité est dans les deux cas localisée sur des accidents assez importants, et orientés pour satisfaire la perturbation engendrée par compaction des réservoirs. Ces deux observations confortent nos hypothèses. Cependant, trop peu de réservoirs caractérisés par une sismicité induite sont instrumentés et il serait fondamentalement intéressant de savoir si cette caractéristique se vérifie sur tous ces réservoirs.

En considérant cette dynamique de déformation comme juste, nous allons maintenant réaliser une synthèse séparée des déformations selon les deux axes SSW-NNE et WNW-ESE.

5.4.2.1 Déformation selon l'axe SSW-NNE

Avant de modéliser les déformations selon l'axe SSW-NNE, il est tout d'abord nécessaire de faire le point sur la nature des limites géographiques des déformations.

- La limite du réservoir selon l'axe SSW est nette et localisée sur la faille sud-Lacq à l'ouest et sur l'une des failles parallèles à la faille sud-Lacq à l'est. Ces failles sont (i) les limites sud du réservoir et (ii) des plans préférentiels de la déformation. La comparaison entre les figures 2.11 et 4.26 montre qu'une limite brutale du réservoir compacté (c'est le cas du modèle analogique) induit une déformation au niveau de cette limite (figures 2.11-1 et 2.11-2). Lorsque la limite brutale du réservoir est en même temps un plan de faiblesse (par exemple la faille sud-Lacq), il est aisé d'accommoder les contraintes par une déformation localisée au niveau de cette limite (limite sud-ouest de la sismicité par exemple).

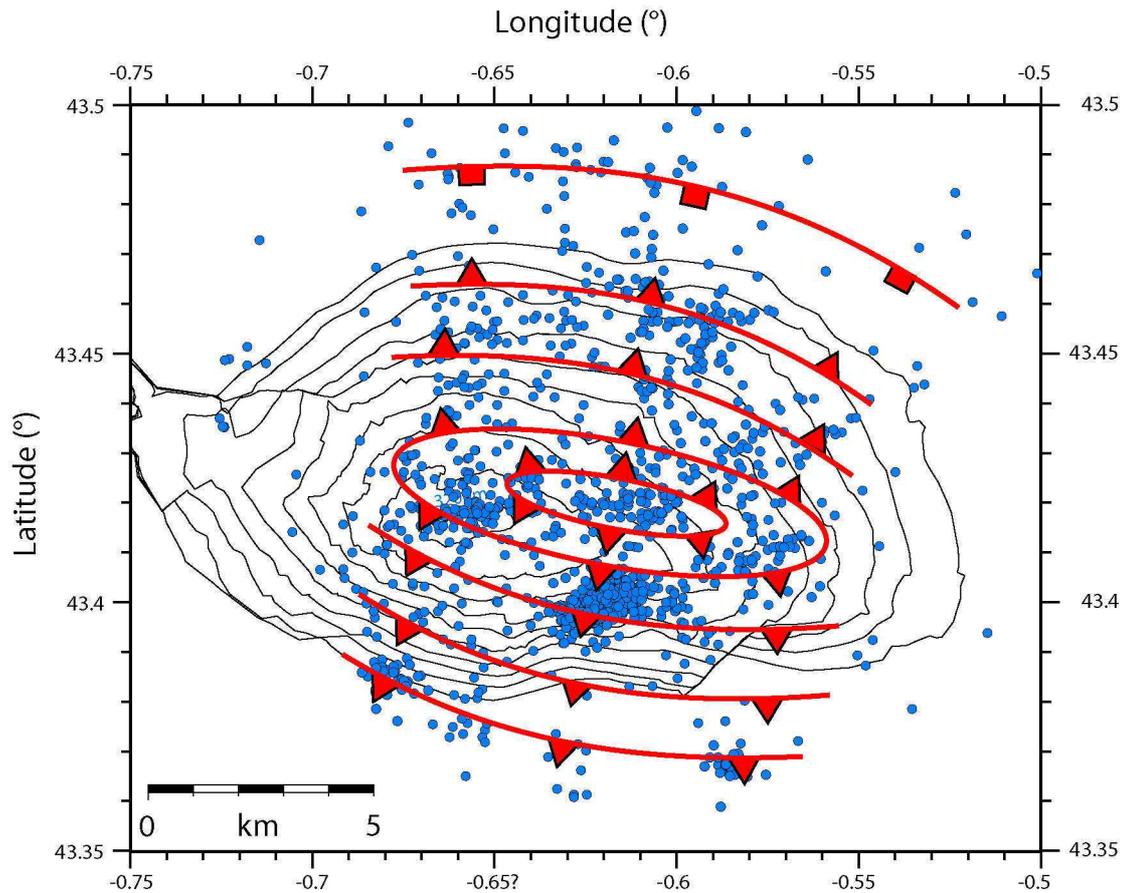


FIG. 5.11 – Schématisation des cloches tronquées marquant les zones de déformation sismique. Les failles représentées sont une exagération visant à résumer l'orientation des failles activées par la déplétion. Les zones est et ouest se déforment de manière asismique car les failles ne sont pas orientées pour accommoder la contrainte dans ces zones.

- À l'inverse, la limite nord est beaucoup plus diffuse. Nous n'observons pas de limite nette de l'extension de la sismicité au nord (figure 4.9). Bien qu'il existe des failles d'orientations préférentielles, la sismicité est étendue assez loin au nord du réservoir. De plus, les interprétations que nous avons réalisées sur la connectivité et la déplétion de la zone nord-est montrent que la déplétion s'est propagée loin au NNE.

La figure 5.12 résume ces informations. Ce modèle montre l'hypothèse d'une déplétion hétérogène et de différentes échelles de cloches imbriquées, apparaissant comme une succession de failles à forts plongement vers l'extérieur du réservoir. Dans la figure 5.12, nous voyons que l'essentiel de la compaction du réservoir est accommodée par l'affaissement. Les réajustements sous le réservoir sont de plus faible amplitude, mais restent difficiles à concevoir si les roches sous le réservoir étaient fragiles. D'après les interprétations géologiques, la formation du dôme de Lacq est due à la création d'un dôme de sel sous le réservoir (figure 1.8). Nous pouvons donc considérer que les roches sous le réservoir sont suffisamment ductiles pour accommoder ces réajustements. Il s'agit peut-être encore de l'un des facteurs à l'origine de l'existence de la sismicité de Lacq. L'accommodation par le sel (très ductile) permettrait aussi d'expliquer (i) la faible amplitude de l'affaissement par rapport aux déformations et (ii) le faible nombre et le caractère diffus des séismes sous le réservoir. En effet, les modélisations géomécaniques prévoient une contrainte non négligeable sous le réservoir alors que nos localisations ont montré que l'essentiel de la sismicité était localisé dans et au dessus du réservoir.

L'étude conjointe des localisations, des mécanismes et de l'historique du gisement nous a permis de lever l'hypothèse suivante : les réserves de gaz de la partie au NNE du gisement ont été mises en connexion avec le centre du réservoir et seraient désormais fortement déplétées (voir section 5.2.3.3). Que ce soit principalement grâce à des couloirs de perméabilités préexistants ou bien grâce à la génération de ces couloirs grâce à la sismicité (probablement un mélange des deux), des transferts de gaz semblent se faire du NNE du réservoir vers le centre, déplétant ainsi la partie NNE du réservoir. Ceci est confirmé par la production du cluster de puits, vraisemblablement mis en connexion avec des réserves secondaires. La zone NNE a de plus dans un premier temps été caractérisée par une sismicité très diffuse extensive, marquant les réajustement horizontaux due à la compaction au centre du réservoir, puis dans un second temps, les mécanismes de la sismicité ont été compressifs, marquant ainsi un relâchement de la contrainte verticale dû à une compaction. Selon cette hypothèse, le réservoir serait dans un premier temps déplété et donc compacté au centre, puis déplété et compacté de manière délocalisée au NNE. En reprenant le modèle précédant et en introduisant cette cinématique supplémentaire, nous faisons évoluer encore le modèle conceptuel de déformation du réservoir selon l'axe SSW-NNE (figure 5.13).

La compaction du réservoir a entraîné des déformations compressives le long d'accidents orientés WNW-ESE à forts plongements SSW sur le flanc SSW et à forts plongements NNE sur le flanc NNE. Selon l'axe SSW-NNE, les déformations signent des alignements à fort plongement, compatibles avec les accidents existants. Cette caractéristique peut traduire des "cloches" imbriquées vue en coupe, dues à la propagation de la déplétion et de la compaction. La déformation s'arrête brutalement au sud sur des accidents importants, et de manière beaucoup plus diffuse au nord. Notons que, selon les modélisations, des réajustements horizontaux sont prévus sur les bords. Or, aucune déformation importante ne semble avoir eu lieu au sud du gisement. Cette constatation peut être due à l'absence de faille orientée préférentiellement et donc à une déformation asismique. La seconde possibilité est une mise en charge lente au sud du réservoir.

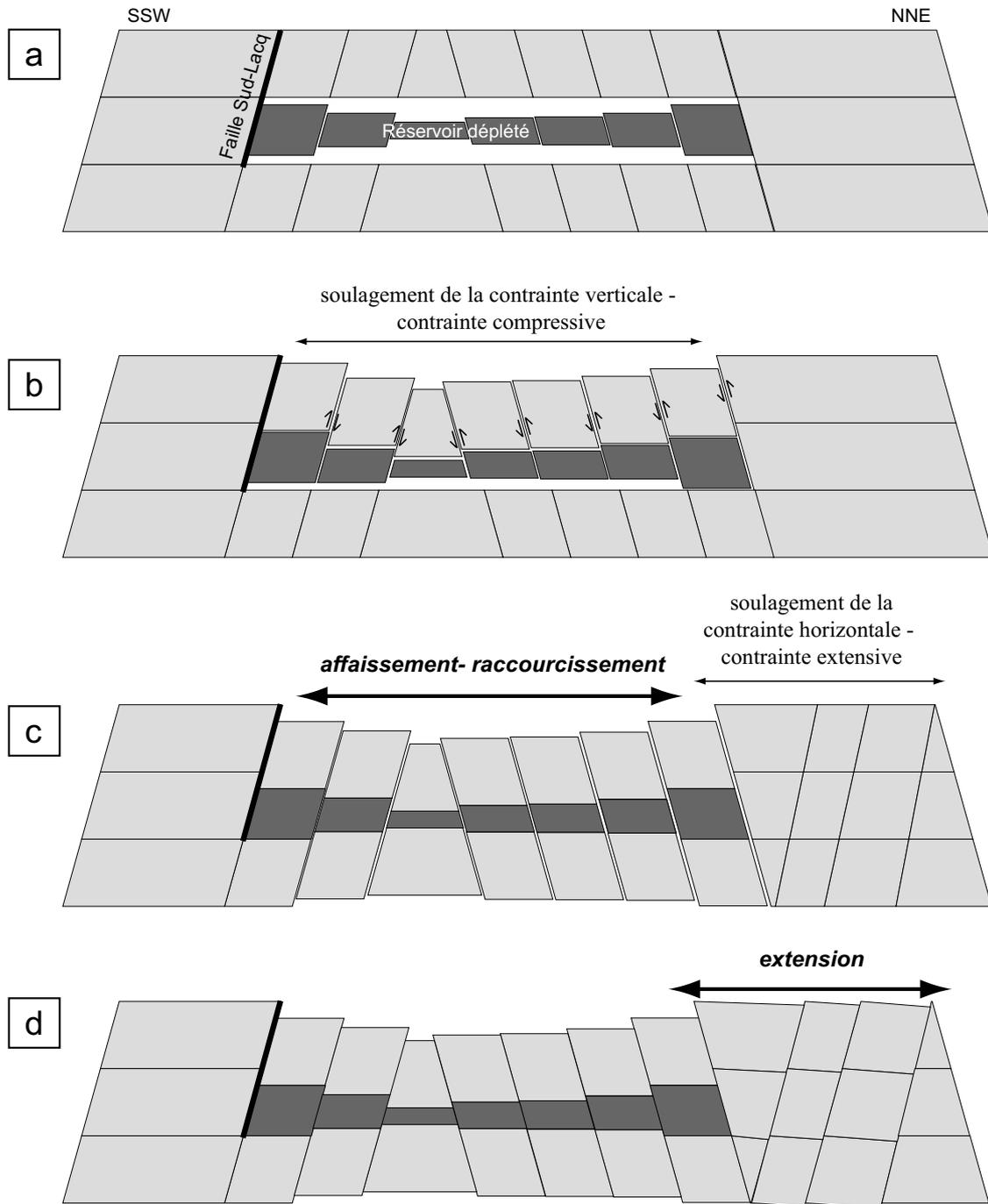


FIG. 5.12 – Modèle conceptuel selon l'axe SSW-NNE de la déformation du système de Lacq. (a) déplétion et compaction ; (b) perturbation de la contrainte verticale au centre (compression) ; (c) contraction au centre et perturbation de la contrainte horizontale sur les flancs (dilatation) ; (d) extension sur les flancs.

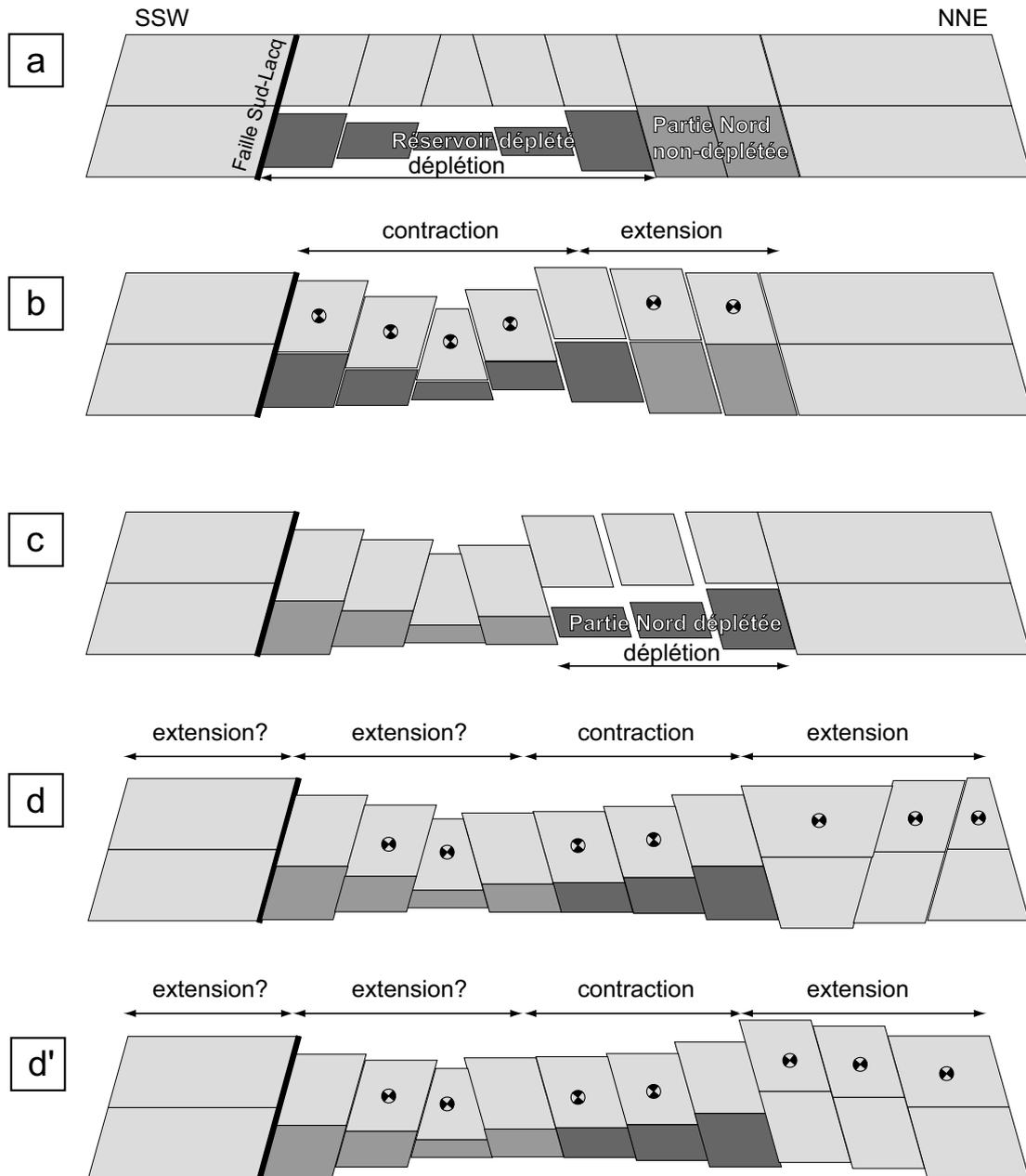


FIG. 5.13 – Modèle SSW-NNE synthétique de la déformation du système de Lacq. (a) Première phase de déplétion. (b) Mécanismes compressifs et affaissement au centre ; première phase extensive au nord ; la faille sud-Lacq accomode la contrainte et marque la limite sud (pas de sismicité plus au sud). (c) seconde phase de déplétion au NNE. (d)(d') Compaction et compression au niveau de la nouvelle zone déplétée. Il existe potentiellement de l'extension au sud. La contrainte extensive au nord (sismicité diffuse à une longueur de réservoir au nord) peut être accommodée par des failles normales à plongements (d) sud ou (d') nord.

5.4.2.2 Déformation selon l'axe WNW-ESE

Les parties est et ouest du réservoir sont caractérisées, comme dans le reste de la zone, par des failles globalement orientées WNW-ESE. Alors que cette orientation de faille est idéale pour accommoder la contrainte au sud et au nord du gisement, elle est ne l'est pas du tout sur les flancs est et ouest. nous observons donc une limite marquée de l'extension WNW-ESE de la sismicité. Au niveau de la limite de sismicité, les décrochements et les mécanismes mixtes pourraient être privilégiés. En effet, la compaction du réservoir génère globalement un déplacement des roches encaissantes vers celui-ci. Si les failles sont orientées vers le réservoir, les déformations seront majoritairement des décrochements de blocs à blocs. Cependant, une telle déformation est trop complexe pour être lisible à notre échelle de détection.

L'extension de la zone sismogène dans la direction WNW-ESE peut quant à elle être comparé aux données de nivellement (figure 5.14). Avant de d'interpréter précisément la corrélation entre affaissement et sismicité, nous signalons que tous les séismes localisés ont été représentés, en particulier un alignement que les temps d'horloges douteux nous avait forcé à éliminer.

La mise en corrélation de ces deux données nous apporte les informations suivantes :

- L'affaissement à l'ouest est beaucoup plus étendu que le laisse penser la sismicité. La sismicité s'arrête brutalement au plus profond de l'affaissement, alors que l'affaissement mesurée s'étend assez loin vers l'ouest. La sismicité de la zone ouest à nord-ouest est de plus quasiment exclusivement dans le réservoir (figure 5.14b'). Les déformations des roches au dessus du réservoir sur le flanc ouest sont donc asismiques.

- Nous noterons que l'alignement douteux à l'est du gisement est spatialement corrélé à une anomalie du profil d'affaissement tout à l'est. En effet, une petite zone d'affaissement très restreint est localisée au niveau de ces évènements. Le manque de fiabilité de cet essaim nous interdit d'aller plus loin dans l'interprétation. Cette remarque n'a été réalisée qu'à titre d'information pour une éventuelle explication de cette anomalie du profil de nivellement.

- La confrontation entre affaissement et sismicité à l'est -hormis l'anomalie que nous venons de citer- montre un comportement différent de celui de l'ouest. La zone de début de l'affaissement (kilomètre 26 sur la figure 5.14b) correspond à l'arrêt de la sismicité dans cette direction (figure 5.14b'). La limitation de la sismicité est assez nette (limite verticale) et correspond au flanc le plus abrupt de l'affaissement (le flanc ouest est plus doux).

- Au centre, nous noterons un horst dont les limites correspondent aux deux amas de séismes (en coupe). En effet, cette zone de horst est caractérisée par la partie la moins sismogène du réservoir.

L'extension est-ouest de la sismicité est donc beaucoup moins importante que l'extension des déformations montrées par le profil d'affaissement. La zone ouest, plus particulièrement, est caractérisée par des failles orientées de manière non préférentielle par rapport à la contrainte, un affaissement non négligeable et l'absence de sismicité. Nous revenons donc à l'hypothèse que si il n'existe pas de failles avec une orientation idéale pour les déformations en cloche, il n'y a pas de sismicité notable ($M_l > 1.$) et la zone est considérée comme asismique.

Pour la zone est, nous noterons que l'arrêt brutal de la sismicité et de l'affaissement correspond à la localisation de la faille sud-Lacq, d'orientation N45 dans cette partie du sud-est (figure 1.5). Cette zone n'est pas réellement représentative de toute la partie est mais montre néanmoins que, une fois de plus, c'est au niveau d'un des accidents majeurs que la déformation s'accommode.

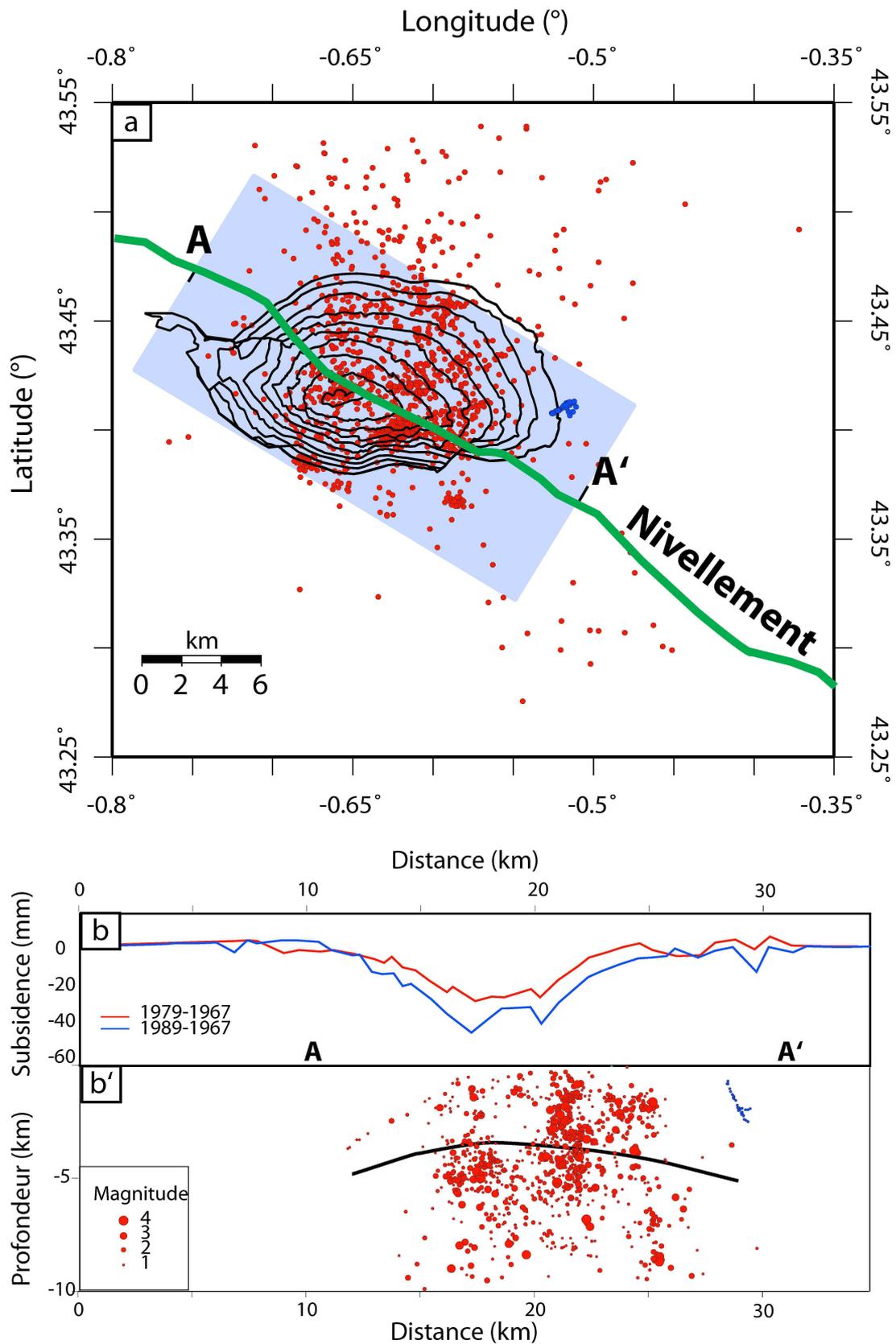


FIG. 5.14 – Profil de nivellement et sismicité. (a) carte de localisation du profil de nivellement et de la sismicité ; (b) profil d'affaissement mesuré par le nivellement et (b') sismicité en coupe associée au profil d'affaissement. A et A' représentent l'extension horizontale de l'affaissement.

Troisième partie

Analyse des formes d'ondes : la décomposition en chirplets

Chapitre 6

La décomposition atomique en chirplets

La nature des déformations du gisement de gaz de Lacq est complexe. Alors que les analyses des données sismologiques (localisation, mécanismes au foyer, etc ...) permettent de mieux comprendre la géométrie des déformations, les structures mises en jeux, ainsi que la dynamique globale, nous ne parvenons pas à caractériser avec efficacité l'influence des nombreux paramètres mis en jeux. Par exemple, l'influence des failles et zones de faiblesses préexistantes est souvent invoquée dans la cinématique des déformations, mais il nous est impossible de faire la part des choses et distinguer si les événements sont réellement attachés à ces failles, si ils sont localisés sur des petites fractures associées à ces failles, ou simplement si c'est la rhéologie locale qui favorise la rupture dans ces zones. Nous avons particulièrement attendu la confrontation entre la sismique 3D et la localisation des séismes, mais les incertitudes nous ont, pour le moment, empêchés de continuer.

Un autre exemple concerne l'influence des injections. Nous sommes capables de prouver qu'il existe une corrélation entre injections et sismicité, mais il ne nous est pas possible de distinguer les événements réellement déclenchés par la surpression de fluide des événements "naturels".

Notre objectif est donc simple : nous désirons parvenir à la classification et la caractérisation des événements de Lacq à des fins de comparaison avec les différents paramètres extérieurs influents. Autrement dit, nous voulons différencier les événements à partir de critères susceptibles d'être des marqueurs de leur origine, à la manière des analyses de la sismicité volcanique. [Sherburn et al., 1998]. Dans cette discipline, après de nombreuses observations sur plusieurs sites volcaniques différents, des familles de séismes ont tout d'abord été détectées, puis les mécanismes et phénomènes physiques à l'origine ont été déterminés. La mise au point d'une méthode équivalente pour la caractérisation de la sismicité induite est un objectif intéressant.

Nous allons donc nous intéresser à la forme d'onde des séismes, porteuse de nombreuses informations rarement utilisées. Nous allons ainsi nous éloigner des analyses conventionnelles qui n'extraient d'un sismogramme qu'un nombre limité d'informations (pointé, polarité, amplitude, ...) pour nous intéresser à la mise au point d'une méthode qui permettra de mettre en évidence les ressemblances et différences qui peuvent exister entre deux séismes.

L'une des analyses de formes d'ondes les plus pratiquées est la détermination des paramètres de source (moment sismique, rayon de source, chute de contraintes, énergie libérée). Les analyses de paramètres de source sont pour la plupart adaptées aux événements de fortes magnitudes [Ji et al., 2002], mais certaines sont adaptées aux analyses d'événements de plus faibles magnitudes [Courboux et al., 1996a, Ferdinand and Arvidsson, 2002]. Dans un ob-

jectif d'observation de la corrélation entre rhéologie et forme d'onde, Feignier et Grasso ont d'ailleurs déterminé les paramètres de source d'une partie des sismogrammes de Lacq [Feignier and Grasso, 1991] et ont pu mettre en évidence des différences de moment sismique et chute de contrainte. La démarche est intéressante (calcul puis comparaison à une information extérieure : la rhéologie) et assez similaire à notre objectif. La stratégie que nous voulons adopter est cependant différente. Nous ne connaissons pas encore quelles formes peuvent prendre les différences éventuelles qui peuvent exister entre groupes d'évènements (classification aveugle). C'est donc la totalité des informations de la forme d'onde qui nous intéresse et pas uniquement celles des paramètres de source.

Des méthodes plus complètes consistent en l'analyse et l'inversion des sismogrammes afin de déterminer la source et la propagation dans leur moindre détails [Gee and Jordan, 1992, Chen, 2005]. Là encore, ces méthodes ne répondent pas complètement à nos attentes car elles sous-entendent que nous connaissons le types des différences éventuelles qui peuvent exister (classification orientée).

Dans un autre domaine, Kendall a analysé l'anisotropie des sismogrammes pour déterminer la fracturation des réservoirs [Kendall et al., 2005]. Il pratique ainsi une analyse d'une portion du milieu de propagation du sismogramme. Ces techniques sont intéressantes d'un point de vue pétrolier mais pas du tout adaptées à notre objectif de classification.

De toutes ces méthodologies, il apparaît qu'aucune ne soit adaptée à notre problème pour la simple raison que chacune de ces méthodes extrait du sismogrammes une ou des informations particulières, alors que nous voulons en conserver la totalité. À l'autre extrême, nous ne voulons pas réaliser une étude aussi aveugle que des intercorrélations dans le domaine de Fourier et nous désirons obtenir d'un sismogramme un résumé des informations qu'il porte.

En reprenant l'exemple de la distinction entre séismes ayant eu lieu dans un milieu saturé en gaz et un milieu en surpression de liquide, nous ne connaissons pas les différences susceptibles d'être observées entre les sismogrammes des deux familles. Si des différences ou ressemblances entre séismes peuvent être mesurées et décrites, nous pourrions les corréler aux informations d'injections ou de localisation. La classification aveugle deviendrait donc la première étape d'une classification des évènements selon leur origine. Pour parvenir à cet objectif, il s'agit donc dans un premier temps de créer une méthodologie de comparaison et d'interprétation des sismogrammes.

Certaines des particularités des analyses temps-fréquences des signaux semblent particulièrement adaptées à ce type d'études. Conservant la totalité de l'information d'un sismogramme, les analyses temps-fréquence ont depuis longtemps montré leur efficacité dans l'analyse des ondes sismiques. Dans un premier temps, nous verrons le principe d'une méthode classique d'analyse temps-fréquence (la transformée en ondelettes) et ses limites principales qui nous ont forcés à chercher des solutions différentes. Nous ferons ensuite une description détaillée de la méthodologie que nous avons adaptée à l'analyse des signaux sismologiques : la décomposition atomique en chirplets. Cette dernière partie est largement tirée d'un manuscrit soumis au *Geophysical Journal International* :

Characterization of seismic waveforms and classification of seismic events using chirplet atomic decomposition. Example from the Lacq gas field (Western Pyrénées, France). T. Bardainne, P. Gaillot, N. Dubos-Sallée, J. Blanco et G. Sénéchal.

Il s'agit de l'étape finale d'un long travail commencé à partir d'une analyse en ondelettes classique et qui aboutit à des algorithmes complexes, permettant la décomposition d'une onde sismologique de manière élaborée. Nous ne décrirons pas toutes les étapes intermédiaires et nous nous contenterons, après la schématisation de la transformées en ondelettes,

de traiter en détails de la version finale de la méthode que nous avons développé.

6.1 Limites de l'analyse temps-fréquence conventionnelle

Il existe de très nombreux ouvrages de références bien détaillés introduisant de manière complète l'analyse temps-fréquence [Flandrin, 1998] et leur introduction en Sciences de la Terre n'est pas récente [Morlet et al., 1982a, Morlet et al., 1982b]. Nous avons d'ailleurs décrit en détails le fonctionnement de la transformée en ondelettes et la transformée de Fourier glissante dans deux articles en collaboration avec J. Issartel à des fins d'applications d'études du comportement moteur [Issartel et al., 2005a, Issartel et al., 2005b]. Nous n'avons pas pour objectif de réintroduire ces concepts et nous allons simplement résumer le principe d'une transformée en ondelettes afin de montrer quelles sont les limites qui nous ont forcé à rechercher des solutions plus générales.

Les analyses temps-fréquences ont été introduites dans le but de conserver les informations existantes de deux modes de représentations extrêmes : les représentations spatiales dans \mathfrak{R} , constitués d'une distribution de Dirac, et la représentation dans la base de Fourier. En analysant un signal grâce une batterie de fonctions d'analyses décrites à la fois par un positionnement en temps et une fréquence, il est alors possible de décrire ce signal à la manière de la portée musicale, c'est-à-dire en temps et en fréquence. Une description schématique de l'analyse en ondelettes est donnée dans la figure 6.1.

Le concept simplifié d'une analyse en ondelette revient dans un premier temps à générer un dictionnaire de fonction d'analyses. Dans le cas des ondelettes, le dictionnaire est bâti à partir d'une fonction mère qui est (i) dilatée ou contractée pour représenter toutes les fréquences désirée et (ii) translatée à toutes les positions temporelles sur le signal (exemple avec trois fréquences testées pour deux positions temporelles testées dans la figure 6.1). Toutes les fonctions d'analyses (couples temps-fréquence) sont comparées au signal et un module et une phase sont calculés. Lorsque la correspondance est forte (couple temps-fréquence 1-A dans les figures 6.1 par exemple), le module est fort. À l'inverse, lorsque la correspondance est faible, le module est faible. Lorsque toutes les fonctions d'analyses (couple temps-fréquence) ont été testées et les modules associés calculés, nous pouvons représenter un spectrogramme, synthèse de tous les modules représentés dans un plan temps-fréquence. Sur le spectrogramme, nous pourrions ainsi distinguer la variation temporelle (variation brutale au temps 1.7 s) et la variation fréquentielle du signal. Une transformée de Gabor suit le même concept de calcul du spectrogramme et la différence provient de la construction des fonctions d'analyses. Alors, que les ondelettes ont une échelle fixe quel que soit la fréquence (nombre d'oscillations), les "gaborettes" ont une enveloppe de durée fixe, quelle que soit la fréquence, ce qui est beaucoup moins adapté à l'étude d'un signal [Morlet et al., 1982a, Morlet et al., 1982b].

En analysant un sismogramme réel avec des ondelettes, le spectrogramme résultant est plus complexe qu'un pour un signal synthétique (figure 6.2). Nous y voyons différents paquets d'ondes représentés par des paquets d'énergie. Ces paquets d'énergie peuvent caractériser des ondes sismologiques complètes, mais peuvent aussi être une sommation d'ondes (interférences) plus complexes à séparer les unes des autres.

Cette vision synthétique et simplifiée de l'analyse temps-fréquence nous a montré qu'un signal peut-être analysé par une batterie de fonctions d'analyses, celles-ci étant décrites par un temps et une fréquence. Il s'agit d'une première étape intéressante pour la comparaison des formes d'ondes des séismes. Notons que dans une telle décomposition, l'analogie avec une portée musicale est abusive. En effet, chaque onde ou paquet d'onde ne correspond pas

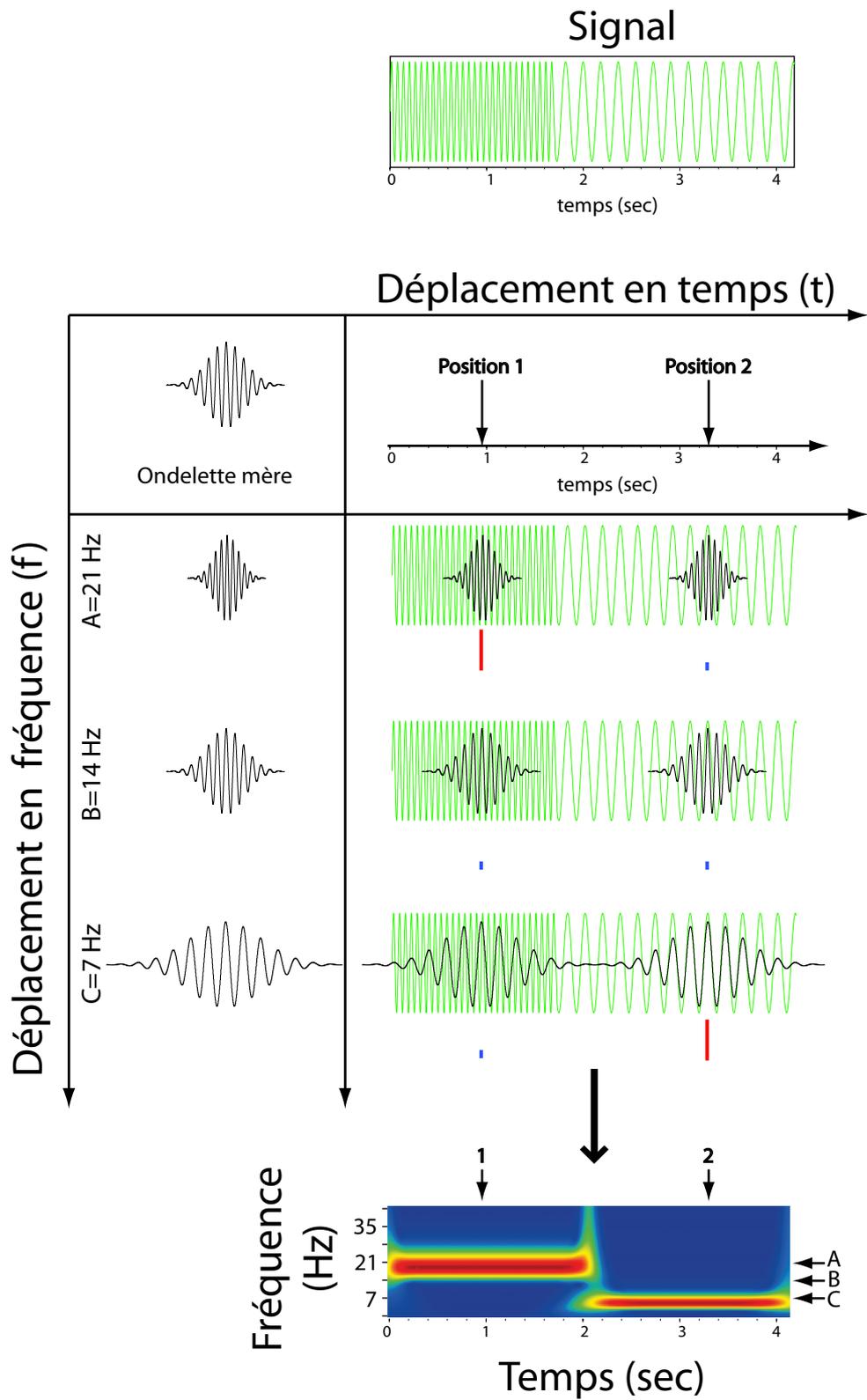


FIG. 6.1 – Transformée en ondelettes schématisée

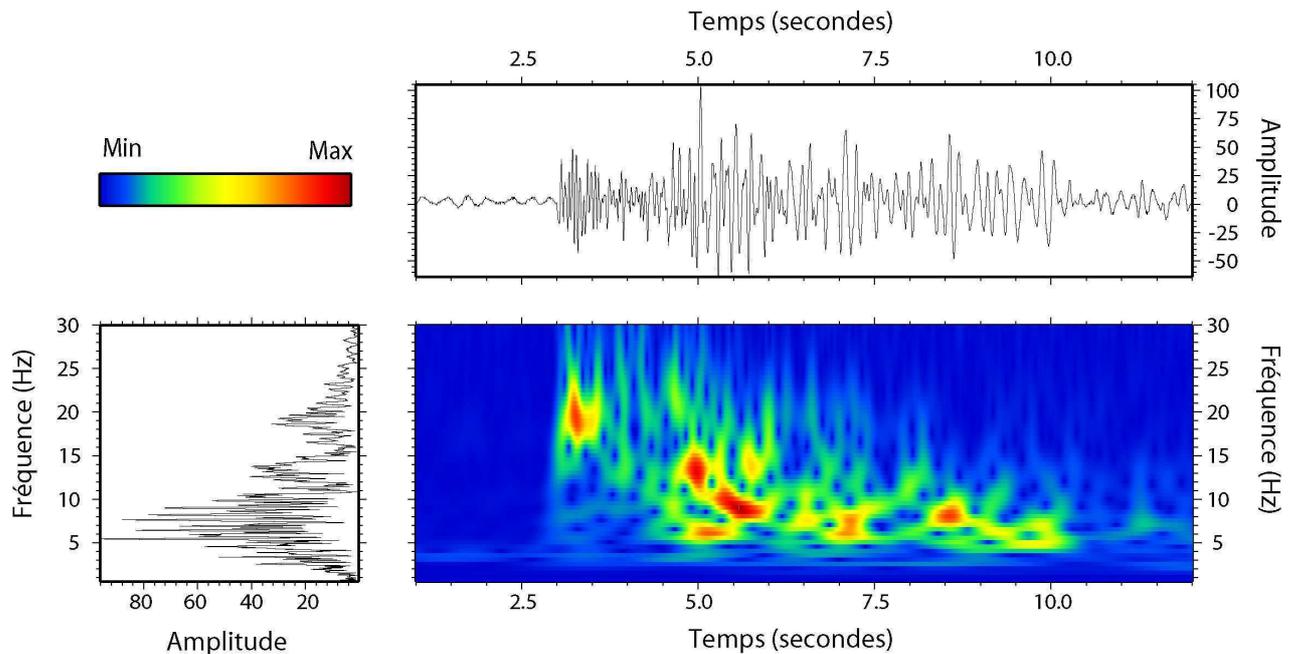


FIG. 6.2 – Transformée en ondelettes d'un sismogramme : sismogramme en domaine temporel, domaine fréquentiel (module) et la représentation temps-fréquence (module).

à une note mais un paquet d'énergie sur le spectrogramme dont la forme, le module et la phase le rendent indescriptible. Une vraie décomposition en "notes de musiques" aurait été beaucoup plus intéressante. Si chaque onde n'était représentée que par un "note de musique", ou atome, la comparaison entre sismogramme serait plus efficace. Mieux encore, si à chaque atome n'étaient pas attribués qu'un temps et une fréquence mais aussi des critères par exemple de durée (distinction entre une croche, une noire et une blanche en musique) ou autres, les différentes ondes pourraient être comparées sur des critères plus évolués que leurs simple temps et fréquences d'arrivée. Ainsi, nous pourrions décomposer un sismogramme en atomes élaborés, puis regrouper ensemble les séismes présentant une similitude d'atomes. Cette analogie nous amène rapidement à la double condition indispensable pour mener à bien notre objectif :

- un sismogramme doit être décomposé en atomes représentant chacun une onde ou un paquet d'onde ;
- pour décrire une onde au mieux, ces atomes doivent être relativement élaborés et ne pas se contenter d'un positionnement en temps et en fréquence.

Afin d'attribuer un atome à chaque onde ou paquet d'onde, la stratégie d'exploration du signal par une batterie de fonctions d'analyses paraît tout à fait adaptée, mais nécessite plusieurs évolutions.

Tout d'abord, nous avons comme objectif d'observer des différences ou ressemblances plus subtiles que les temps d'arrivées ou les fréquences des ondes. En fait, les variations susceptibles d'être présentes entre deux signaux proches seront d'ordre morphologique (en terme de forme d'onde) plutôt que d'ordre temps-fréquence. Les fonctions d'analyses classiques sont limitées et doivent être généralisées.

- Premièrement, toutes les ondes n'ont pas le même nombre d'oscillations ou la même durée. La durée ou l'échelle des fonctions d'analyses devrait donc être un paramètre variable.

- Ensuite, le contenu fréquentiel des ondes n'est pas stationnaire. Une onde de Rayleigh généralisée, par exemple, est une onde dispersive, dont le contenu fréquentiel peut varier sur une large bande. Il apparaît qu'une fonction d'analyse de contenu fréquentiel stationnaire ne peut pas la décrire. Le contenu fréquentiel de nos fonctions d'analyses doit donc être modulé.

- Enfin, la forme de l'enveloppe est primordiale. Une arrivée en impétus ou émergente ne sera pas réellement distinguée par une analyse classique, hormis par des variations des modules. Une généralisation des enveloppes des fonctions d'analyses doit donc être réalisée.

Il apparaît donc que des fonctions d'analyse classiques ne soient pas suffisantes. Des variations de longueur, de contenu fréquentiel et d'enveloppe seraient une évolution intéressante permettant de mieux caractériser les différents paquets d'ondes. Pour ceci, notre choix s'est porté sur la transformée en chirplets, qui est une généralisation de l'analyse en ondelette et de la transformée de Gabor.

Ensuite, il sera nécessaire de choisir une méthode capable de bien séparer les ondes entre elles et d'attribuer à chacune d'elle un atome. Le choix de cette méthode se fera plus tard, après la description des chirplets.

6.2 La décomposition en chirplets 4D

Les analyses temps-fréquences conventionnelles ne sont pas réellement adaptées à une décomposition atomique d'un signal. Une généralisation des paramètres de longueur, de contenu fréquentiel et d'enveloppe est indispensable à une extraction atomique rigoureuse. La transformée en chirplet 4D [Mann and Haykin, 1995] est un premier pas vers une telle généralisation. Elle a été introduite par Mann et Haykin [Mann and Haykin, 1992] comme étant une généralisation de la transformée en ondelettes et de la transformée de Fourier Glissante. Au lieu d'utiliser des fonctions d'analyses simples, la transformée en chirplets utilise des fonctions d'analyses évoluées dont on fait varier le paramètre d'échelle et un paramètre de modulation de fréquence. La terminologie décrit d'ailleurs un chirplet comme étant une portion de chirp (modulation de fréquence) de la même manière qu'une ondelette est une portion d'onde. Les quatre dimensions de la chirplet 4D sont le temps, la fréquence, l'échelle, et la modulation de fréquence. Plusieurs variantes de chirplets ont été développées [Baraniuk and Jones, 1993], mais nous utiliserons comme point de départ la transformée en chirplet à quatre dimensions de Mann et Haykin [Mann and Haykin, 1995], qui est la plus généralisée et la plus adaptée à la sismique. Une chirplet 4D, notée c_k , est défini par :

$$c_{k(a_k, t_k, f_k, q_k)}(t) = |a_k|^{-\frac{1}{2}} g\left(\frac{t_k - t}{a_k}\right) \exp\left[i\left(2\pi f_k(t_k - t) + \frac{q_k}{2}(t_k - t)^2\right)\right] \quad (6.1)$$

avec a_k le paramètre d'échelle (variable alors qu'il est fixe avec une ondelette), t_k et f_k les localisations en temps et fréquence, q_k le taux de modulation de fréquence. Ces chirplets $c_k(t)$ sont construites à partir d'une enveloppe Gaussienne définie par :

$$g(t) = \sqrt[4]{\frac{1}{\pi}} \exp\left\{-\frac{1}{2}t^2\right\}$$

et en faisant varier les paramètres a_k , t_k , f_k et q_k . Dans le cas d'une valeur de $q_k = 0$. (fréquence stationnaire), les chirplets 4D sont des atomes de Gabor (ou ondelettes) et seront notés $c_k^-(t)$. En faisant varier les paramètres a_k , t_k , f_k et q_k , il est possible de construire

un dictionnaire de fonctions d'analyses plus élaborées que de simples ondelettes et noté $D = \{c_k\}$. Ceci est la définition élémentaire de la construction des fonctions d'analyses appelées chirplets. Le tableau 6.1 fait état de toutes les notations utilisées par la suite.

Nous avons vu dans la section précédente la complexité de ces ondes et une décomposition en 4D, bien que nous mettant sur la voie, ne semble pas suffisamment adaptée. En effet, l'utilisation de chirplets d'enveloppe Gaussienne constante et de modulation de fréquence linéaire ne permettra pas de bien représenter des ondes très complexe, comme les ondes de surfaces par exemple. Nous avons la nécessité de généraliser encore cette décomposition en chirplets en générant un nouveau dictionnaire, encore plus élaboré, capable de représenter les ondes sismologiques.

6.3 Construction du dictionnaire de chirplets évoluées 7D

Comme décrit précédemment, la décomposition atomique en chirplets consiste en deux étapes principales, avec premièrement la construction du dictionnaire de chirplets (D) suivi de la décomposition en une somme d'atomes de chirplets. Pour information, nous utiliserons par la suite le coefficient A_k aussi bien pour parler d'énergie, d'amplitude ou de module, tant la relation entre ces termes est une relation simple. Nous avons tout d'abord décidé de généraliser la construction du dictionnaire. Le nouveau dictionnaire de chirplets évoluées c_k^+ sera noté D^+ .

Selon notre objectif, nous devons être capable de détecter et quantifier les attributs des différents paquets d'ondes selon des critères de temps d'arrivée, de fréquence, de durée, de modulation de fréquence et d'enveloppe. Il est donc impératif d'utiliser au minimum 5 sous-espaces dans la construction de ce dictionnaire. Pour une construction plus élaborée des fonctions d'analyses, les modulations de fréquence et les enveloppes seront décrites par deux sous-espaces chacune, portant ainsi à 7 le nombre de paramètres descriptifs.

De la même manière que n'importe quelle fonction d'analyse, les chirplets sont contrôlées par quelques règles. Elles doivent tout d'abord être sujettes à une oscillation, élément indispensable à la détection en fréquence. Elles doivent aussi avoir un support compact (fini en temps), indispensable pour la détection temporelle et une moyenne nulle pour le calcul de la ressemblance. À ces règles simples, nous devons rajouter une notion d'énergie. En effet, afin de détecter quelle chirplet ressemble le plus au signal à une itération donnée, il est indispensable que toutes les chirplets soient comparables. Nous les normaliserons donc toutes à une énergie unitaire équivalente.

Pour des raisons pratiques, nous avons décidé de construire les chirplets dans le domaine temporel, par la multiplication d'une modulation de fréquence et d'une enveloppe. Les différents paramètres de constructions sont représentés dans la figure 6.3 et décrits ensuite.

6.3.1 Paramètre de translation en fréquence f_k

Les variations du paramètre de translation (f_k) sont choisies dans le but de couvrir le domaine de Fourier et de le discrétiser avec une résolution convenable. Cet espace peut être exploré avec un pas d'échantillonnage en fréquence linéaire, logarithmique ou dyadique (Log2). Expliqué de manière simple f_k définit la fréquence centrale de la chirplet (figure 6.3a). En pratique les bornes de l'exploration en fréquences sont limitées par le signal d'origine, avec la fréquence minimale $f_{min} = \frac{1}{T}$ avec T la longueur totale du signal analysé et la fréquence $f_{max} = \frac{1}{2\delta t}$ la fréquence de Nyquist.

| | <i>Signal, atomes et fonctions d'enveloppes</i> | | <i>Paramètres des atomes</i> |
|------------------------|---|----------------|--|
| $S(t)$ | Signal | t_k | Paramètre de translation en temps |
| c_k^- | Atome de Gabor (ondelette) | f_k | Fréquence centrale (paramètre de translation en fréquence) |
| c_k | Atome chirplet 4D (définition générale) | o_k | Paramètre d'ordre (nombre de périodes des atomes) |
| c_k^+ | Atome chirplet 7D | \mathbf{q}_k | Vecteur de modulation de fréquence (combinaison de (q_{1k}, q_{2k})) |
| $g(t)$ | Fonction Gaussienne | \mathbf{e}_k | Vecteur paramètre d'enveloppe (combinaison de (e_{1k}, e_{2k})) |
| $g^+(t)$ | Fonction Gaussienne généralisée (adaptation aux ondes sismiques) | | |
| | | | |
| | <i>Paramètres physiques</i> | | |
| d | Durée | Δt | Résolution temporelle |
| t | temps | Δf | Résolution fréquentielle |
| | | | |
| | <i>Résultats de la décomposition - Matching pursued</i> | | <i>Similarité entre évènements et clusters</i> |
| c_{kn} c_{kn}^+ | Meilleur atome chirplet à 4D ou 7D | $\gamma_{i,j}$ | Cohérence entre i et j |
| A_k A_k^+ | Coefficients 4D et 7D de la décomposition atomique | δ_p | Distance Euclidienne pour le paramètre p |
| m_k, ε_k | Module et énergie de l'atome k | w_p | Poids appliqué à δ |
| φ_k | Phase de l'atome k | r_i^{AsBs} | Proximité entre les atomes i des évènements A et B enregistrés à la station s |
| R^n_s | Résidu à l'ordre n | e_i^{As} | Énergie normalisées de l'atome i de la décomposition de la forme d'onde de l'évènement A enregistré à la station s |
| n | Numéro d'ordre-itération de l'algorithme de MP | S_s^{AB} | Similarité entre les évènements A et B enregistrés à la station s |
| N | Nombre de terme de l'approximation | S^{AB} | Similarité entre les évènements A et B |

TAB. 6.1 – Notations pour la décomposition en chirplets

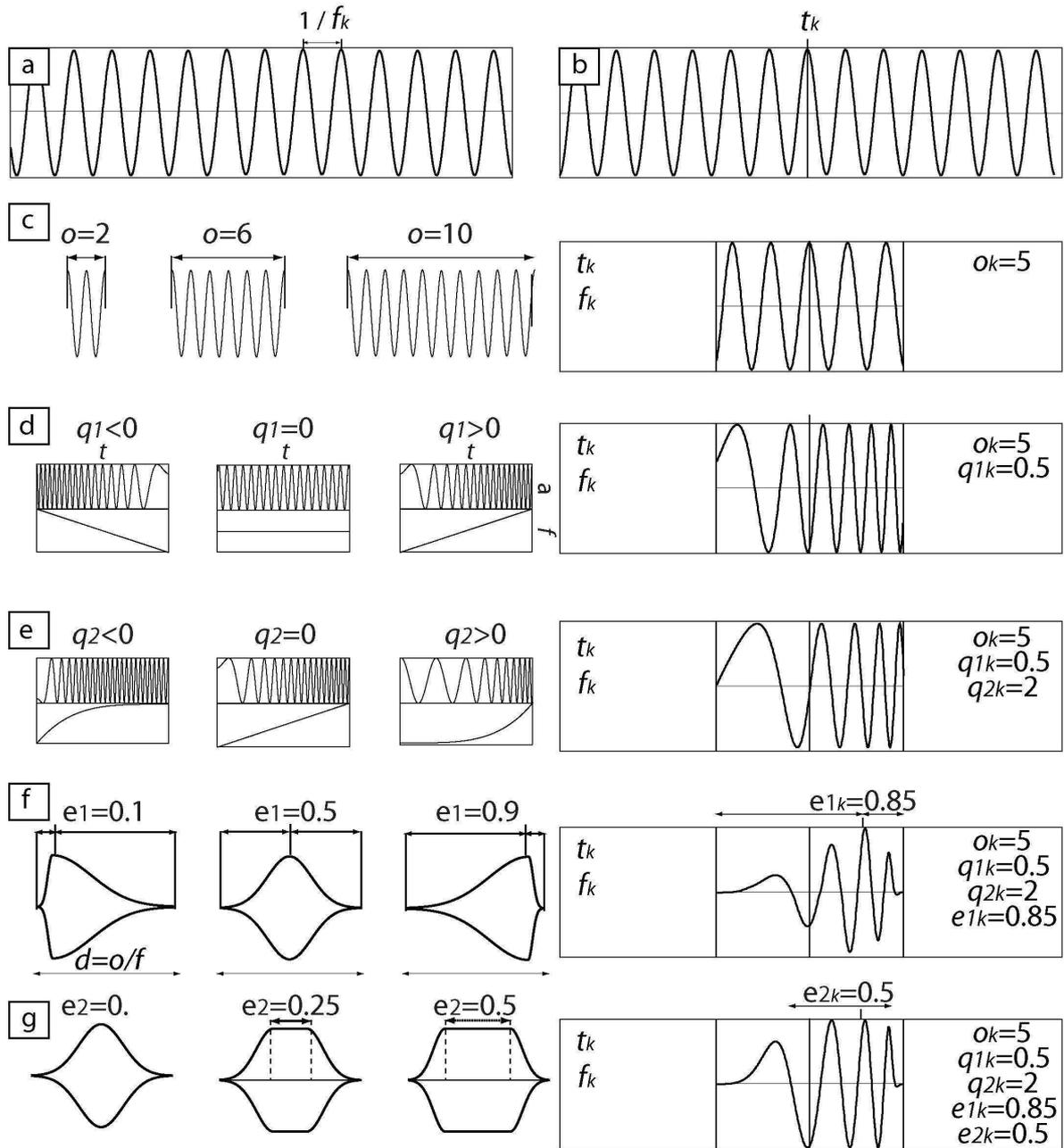


FIG. 6.3 – D’une sinusoïde aux chirplets. (a) Les fonctions d’analyses chirplets $c_k^+(t_k, f_k, o_k, q_{1k}, q_{2k}, e_{1k}, e_{2k})$ sont construites dans le domaine temps avec tout d’abord le choix de la fréquence centrale f_k et la construction d’une sinusoïde à cette fréquence centrale. (b) Le paramètre de translation t_k contrôle la position en temps du centre de la chirplet (position du centre de l’enveloppe). (c) Le paramètre d’ordre o_k (nombre d’oscillations) contrôle la durée de la chirplet par troncature de la sinusoïde (détails en figure 6.4). (d) Le taux de modulation est contrôlé par le paramètre q_{1k} qui génère un chirp linéaire (modulation de fréquence) à partir de la sinusoïde de fréquence centrale f_k (détails en figure 6.5). (e) le paramètre q_{2k} transforme la modulation linéaire de fréquence en modulation généralisée (détails en figure 6.5). (f) Le paramètre e_{1k} contrôle la distorsion asymétrique de l’enveloppe Gaussienne (détails en figure 6.6). (g) Le paramètre e_{2k} contrôle la longueur du plateau constant au sommet de l’enveloppe (détails en figure 6.6).

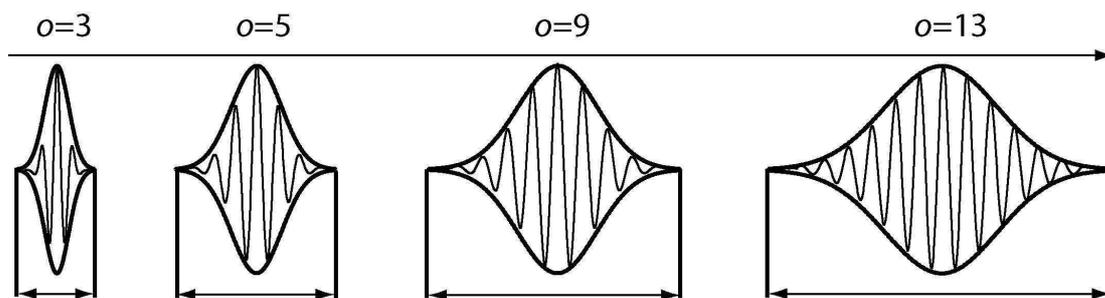


FIG. 6.4 – Influence du paramètre o . Ce paramètre décrit le nombre d'oscillations de la chirplet. Dans l'exemple présenté, une enveloppe Gaussienne a ensuite été appliquée en tenant compte de l'influence de o_k et f_k . La durée réelle de la chirplet est donc contrôlé par un sous-paramètre $d_k = \frac{o_k}{f_k}$.

6.3.2 Paramètre de translation en temps t_k

Le paramètre de translation en temps décrit la position en temps de l'atome (figure 6.3b). En pratique, l'échantillonnage en temps des variations de t_k équivaut à l'échantillonnage du signal analysé. Les bornes minimales et maximales sont quelques échantillons avant l'arrivée de l'onde P jusqu'à la disparition de la coda.

6.3.3 Paramètre d'ordre o_k

Avec l'objectif de quantifier la durée des différents paquets d'ondes ou arrivées, nous introduisons le paramètre o_k qui représente le nombre de périodes (oscillations) de la chirplet pour une fréquence stationnaire (figure 6.3c et figure 6.4). Associé à f_k , ce paramètre adimensionnel permet de définir une durée $d_k = \frac{o_k}{f_k}$. Bien que d_k ait un sens plus physique, l'utilisation de o_k permet une utilisation multi échelle par son absence de dimension. Typiquement o_k variera de deux à une dizaine de périodes pour les ondes les plus longues. Ce paramètre o_k et son associé d_k généralise la notion de variation d'échelle et représente la combinaison d'une transformée en ondelette et d'une transformée de Gabor. Ce paramètre permet d'explorer le plan temps-fréquence avec des résolutions Δt et Δf variables selon o_k , permettant en chaque point du plan temps-fréquence une résolution fine en temps comme en fréquence.

6.3.4 Paramètres de modulation de fréquence q_{1k} et q_{2k}

En déterminant une fréquence centrale (f_k), une position en temps (t_k) et un ordre (o_k), nous avons construit une portion de sinuséide d'une certaine durée localisée en temps. Dans le but de décrire avec précision le contenu fréquentiel compliqué des ondes sismologiques, nous avons décider de généraliser le paramètre de modulation de fréquence en introduisant un sous-espace \mathbf{q}_k (vecteur) qui est la composition de deux paramètres q_{1k} et q_{2k} . Ces deux paramètres permettent d'introduire des modulations de fréquence non linéaires (figure 6.3d-e et figure 6.5). Le paramètre adimensionnel q_{1k} contrôle le taux global de modulation de fréquence. Sa valeur permet de calculer la largeur de la bande passante autour de la fréquence centrale f_k au sein des limites imposées par d_k (figure 6.3d et figure 6.5). Ce paramètre est équivalent au paramètre q_k défini dans l'équation 6.1 par Mann et Haykin

[Mann and Haykin, 1995], mais est cette fois-ci exprimé comme une fraction de f_k . Le paramètre q_{2k} est lui aussi adimensionnel et introduit la notion de non linéarité dans les modulations de fréquences (figure 6.3e et figure 6.5) en contrôlant le degré du polynôme du paramètre adimensionnel $(\frac{t}{d_k})$ donné dans l'équation :

$$\left\{ \begin{array}{l} f(t, f_k, d_k, q_{1k}, q_{2k}) = f_k + q_{1k}d_k \left(\left(\frac{t}{d_k} \right)^{(\sqrt{2})^{|q_{2k}|}} - \frac{1}{2} \right) \quad \text{pour } q_{2k} \geq 0. \\ f(t, f_k, d_k, q_{1k}, q_{2k}) = f_k - q_{1k}d_k \left(\left(1 - \frac{t}{d_k} \right)^{(\sqrt{2})^{|q_{2k}|}} - \frac{1}{2} \right) \quad \text{pour } q_{2k} < 0. \end{array} \right.$$

avec $t \in [0; d_k]$

avec le terme $q_{1k}d_k$ contrôlant la largeur de bande (de fréquence) et

$$\left(\frac{t}{d_k} \right)^{(\sqrt{2})^{|q_{2k}|}} - \frac{1}{2}$$

et

$$\left(1 - \frac{t}{d_k} \right)^{(\sqrt{2})^{|q_{2k}|}} - \frac{1}{2}$$

contrôlant et normalisant le taux de variation dans la largeur de bande.

6.3.5 Paramètres d'enveloppes e_{1k} et e_{2k}

Pour ses qualités de couplage (égalité entre temps et fréquence), la Gaussienne est la base idéale pour la création d'enveloppe élaborée [Mann and Haykin, 1995]. Cependant, notre désir de généralisation et d'adaptation aux ondes sismologiques nous a poussé à introduire des notions de déformation de cette enveloppe. Il est effectivement nécessaire qu'une enveloppe soit capable de représenter des ondes allant de impétus à émergente. De la même manière, pour une longueur donnée, la forme de l'enveloppe peut-être plus ou moins large, plus ou moins évasée. Pour exprimer l'asymétrie et les plateaux de valeur constante, nous avons introduit e_k , vecteur constitué par les deux paramètres e_{1k} et e_{2k} . Exprimé comme étant une fraction de la fenêtre de durée d_k , le paramètre e_{1k} ($e_{1k} \in [0; 1]$) gère la déformation en contrôlant la position du sommet de la Gaussienne (figure 6.3f et figure 6.6). Une valeur de $e_{1k} = 0.5$ induit une Gaussienne symétrique. Une valeur de $e_{1k} < 0.5$ induit une Gaussienne déformée à gauche (impétus) et une valeur de $e_{1k} > 0.5$ une Gaussienne déformée à droite (émergente). Le second paramètre e_{2k} ($e_{2k} \in [0; 1]$) est lui aussi une fraction de la fenêtre de durée d_k et exprime la durée du plateau central au niveau du sommet (figure 6.3g et figure 6.6) entre les deux demi Gaussiennes. Une Gaussienne simple équivaut à $e_{2k} = 0$ et une fenêtre rectangle à $e_{2k} = 1$. Les enveloppes g^+ sont donc la combinaison de trois segments continus décrits par :

$$\left\{ \begin{array}{l} g_{(t, d_k, e_{1k}, e_{2k})}^+ = \exp \left(- \left(\frac{(e_{1k} - e_{1k}e_{2k}) d_k - t}{\frac{1}{2} (e_{1k} - e_{1k}e_{2k}) d_k} \right)^2 \right) \quad t \in [0; (e_{1k} - e_{1k}e_{2k}) d_k] \\ g_{(t, d_k, e_{1k}, e_{2k})}^+ = 1. \quad t \in [(e_{1k} - e_{1k}e_{2k}) d_k; (e_{1k} + (1 - e_{1k}) e_{2k}) d_k] \\ g_{(t, d_k, e_{1k}, e_{2k})}^+ = \exp \left(- \left(\frac{(e_{1k} + (1 - e_{1k}) e_{2k}) d_k - t}{\frac{1}{2} (1 - e_{1k}) (1 - e_{2k}) d_k} \right)^2 \right) \quad t \in [(e_{1k} + (1 - e_{1k}) e_{2k}) d_k; d_k] \end{array} \right.$$

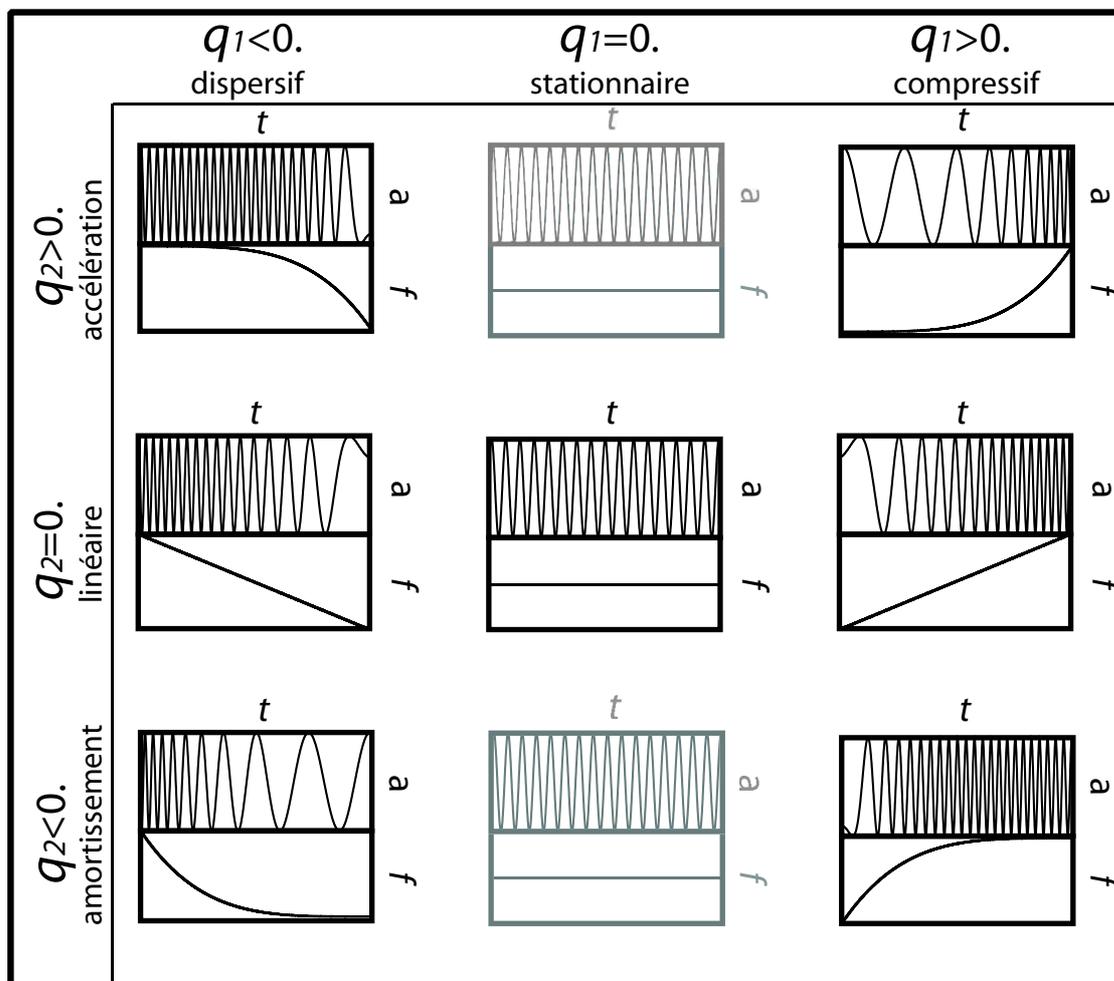


FIG. 6.5 – Influence du vecteur paramètre q . Représentation de trois valeurs arbitraires extrêmes de q_1 . $q_1 < 0$. implique que la chirplet est dispersive ; $q_1 = 0$. implique que la chirplet est stationnaire ; $q_1 > 0$. implique que la chirplet est compressive ; Pour chaque cas de q_1 , trois valeurs arbitraires extrêmes de q_2 sont représentées. $q_2 > 0$. implique que la modulation s'accélère avec le temps ; $q_2 = 0$. implique que la modulation est linéaire (q_2 n'a aucune signification lorsque $q_1 = 0$.); $q_2 < 0$. implique que la modulation de fréquence s'amortit avec le temps.

avec

$$(e_{1k} - e_{1k}e_{2k}) d_k$$

et

$$(e_{1k} + (1 - e_{1k}) e_{2k}) d_k$$

qui contrôlent les positions du centre de la portion gauche et droite de la Gaussienne et

$$\frac{1}{2} (e_{1k} - e_{1k}e_{2k}) d_k$$

et

$$\frac{1}{2} (1 - e_{1k}) (1 - e_{2k}) d_k$$

contrôlant la largeur. Notons que la largeur de chaque demi Gaussienne est calculée de manière à être égale à sa propre moitié.

Nous avons construit des fonctions d'analyses élaborées dans le but de pouvoir décrire au mieux un signal réel. Notons qu'une ondelette, notée $c_k^-(t)$, est une version simplifiée des chirplets $c_k^+(t)$ de notre dictionnaire avec o_k fixé à une constante (échelle) et $e_{1k} = 0.0$, $e_{2k} = 0.0$ et $q_{1k} = 0.0$.

6.4 Décomposition atomique et illustrations

6.4.1 Décomposition atomique

Notre objectif de caractérisation passe par une description d'un signal par des atomes, qui sont des particules élémentaires censées représenter les différentes phases sismologiques, ou tout du moins des paquets d'onde restreints. Alors que nous avons trouvé des fonctions d'analyses qui semblent intéressantes (chirplets) pour analyser les signaux, il est désormais important de trouver un algorithme capable de réaliser une extraction atomique. D'un point de vue de terminologie, les atomes seraient de ce point de vue les chirplets (+ module et phase) caractérisant au mieux le signal.

Afin d'extraire les atomes (ou meilleures chirplets), il est théoriquement possible d'extraire les maxima locaux du spectrogramme des modules et ainsi caractériser un atome. Un atome serait donc la chirplet ayant localement montré le plus fort module, i.e. la plus forte ressemblance avec le signal, tout du moins localement. Cependant, les ondes d'un sismogramme local sont la plupart du temps interférées et une extraction des maxima locaux sur le spectrogramme pose problème. Dans la figure 6.7, une onde (a) est interférée successivement avec (b), (c) et (d). L'onde (b) est assez distante temporellement de (a) et lorsqu'elles sont interférées (ab), la détection (maximum local dans le plan temps-fréquence) de chacune est assez simple. Par contre, lorsqu'elle est temporellement plus proche, (c), le spectrogramme de leur interférence (ac) montre que la détection et la séparation des deux ondes est beaucoup plus difficile. Leur contenu fréquentiel est trop proche et une interférence constructive crée un maximum local supplémentaire. Cet artefact peut passer pour une troisième onde dans le spectrogramme et fausser toute la décomposition. Si l'onde est de trop faible amplitude (d), elle n'est même plus visible sur le spectrogramme et aucun maximum local n'est détecté pour cette onde mineure (ad). Il est donc indispensable d'utiliser un processus capable de "désinterférer" et séparer les ondes, étape indispensable pour une extraction atomique.

Afin de décomposer le signal en particules élémentaires de chirplets, nous avons choisi une décomposition itérative de type *Matching Pursuit* (MP) [Mallat and Zhang, 93]. Selon ce principe, un signal $s(t)$ peut être considéré comme

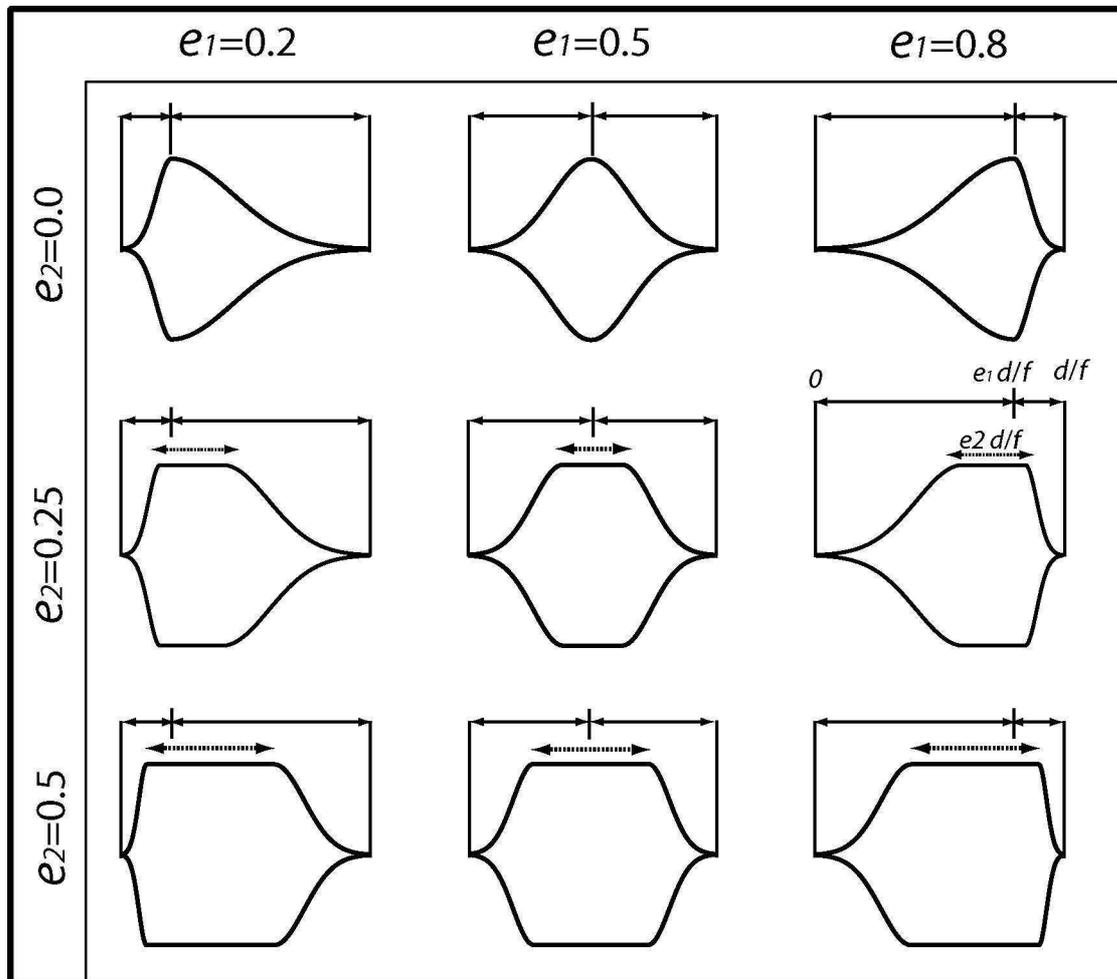


FIG. 6.6 – Influence du vecteur paramètre e . Trois valeurs de e_1 (0.2, 0.5 et 0.8) sont combinées avec trois valeurs de e_2 (0., 0.25, 0.5). Le paramètre e_1 déplace le sommet de la Gaussienne de impétus quand $e_1 \rightarrow 0.0$ à émergent quand $e_1 \rightarrow 1.0$. Le paramètre e_2 contrôle la durée du plateau constant au niveau du sommet de la Gaussienne après déformation. Exprimé en fraction de la durée totale de la chirplet, $e_2 = 0.5$ signifie que la durée du plateau équivaut à la moitié de la durée complète de la chirplet.

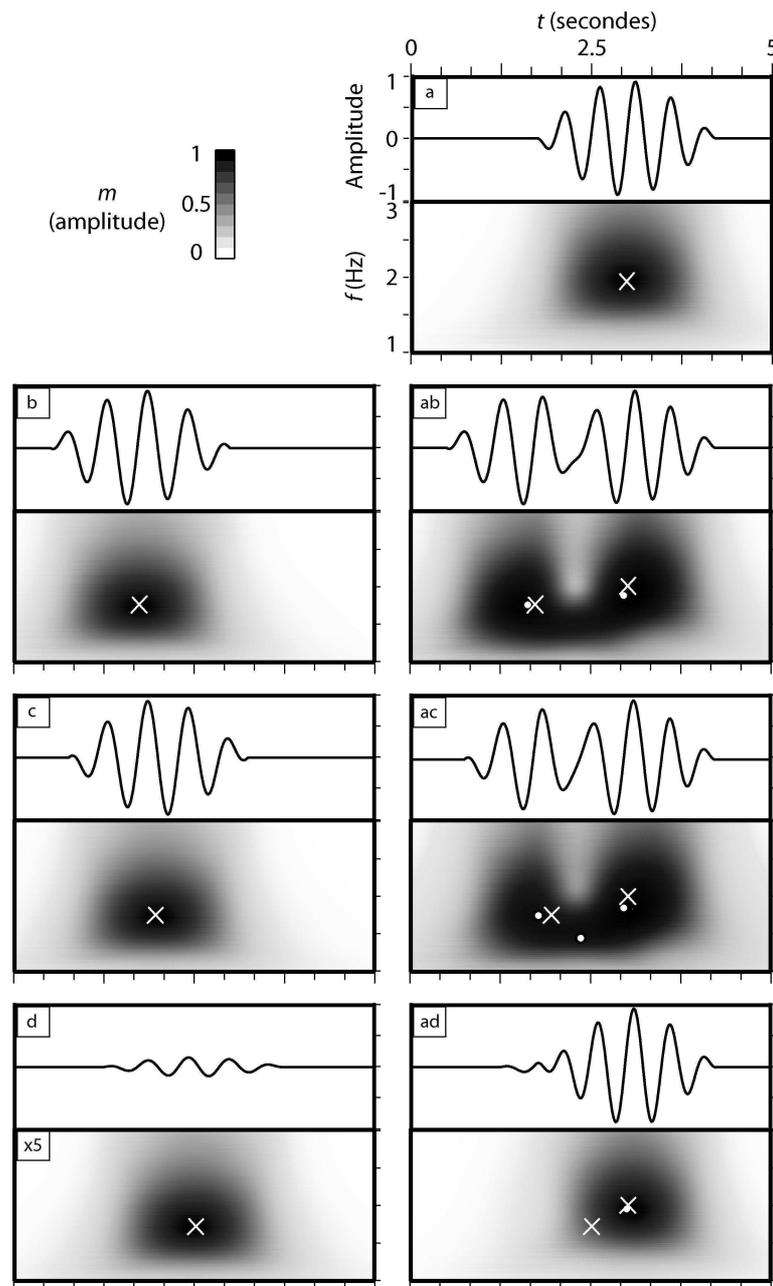


FIG. 6.7 – Onde étalon interférée avec différentes ondes tests et détection des maxima locaux en représentation temps-fréquence. (a) onde étalon, (b) première onde test, distante en temps de l'onde étalon, (ab) interférence entre a et b et différenciation des deux maxima locaux dans la représentation temps fréquence ; (c) seconde onde test, plus proche en temps de l'onde étalon, (ac) interférence entre a et c et artefact dans la représentation temps-fréquence (apparition d'un 3ème maximum local) ; (d) dernière onde test, distante en temps de l'onde étalon, mais de faible amplitude, (ad) l'interférence ne permet aucune détection de la petite onde dans le plan temps-fréquence. Les croix blanches représentent les positions des maxima locaux sur le spectrogramme des ondes seules. Lorsque les ondes sont interférées, les croix représentent donc la position théorique des maxima locaux et les points blancs leur position effective.

$$s(t) = \sum_k A_k c_k(t)$$

avec A_k les amplitudes des différents atomes c_k . À chaque itération, l'algorithme détecte la chirplet c_k du dictionnaire D qui représente le mieux le signal. À la fin de cette itération, la chirplet ainsi détectée est retirée au signal et le résidu ainsi obtenu est réinjecté dans l'itération suivante. L'opération est répétée un certain nombre d'itérations jusqu'à ce que la sommation des chirplets détectées représente un pourcentage acceptable de l'énergie (par exemple 95 %), que nous appellerons par la suite critère d'arrêt. L'intérêt principal de cet algorithme itératif est sa capacité à séparer des ondes.

Chaque itération n est caractérisée par un résidu noté $\mathbf{R}^{n-1}s$ (avec $\mathbf{R}^0s = s(t)$ à la première itération). Le processus itératif est le suivant :

1) calcul de la ressemblance entre le résidu d'ordre $n - 1$ à l'itération $n - 1$ avec chacun des atomes du dictionnaire.

$$|\langle \mathbf{R}^{n-1}s, c_k \rangle|^2$$

2) sélection de l'atome le plus ressemblant

$$c_{kn} = \arg \max |\langle \mathbf{R}^{n-1}s, c_k \rangle|^2$$

3) calcul du nouveau résidu $\mathbf{R}^n s$ par soustraction du meilleur atome

$$\mathbf{R}^n s = \mathbf{R}^{n-1}s - \langle \mathbf{R}^{n-1}s, c_k \rangle c_{kn}$$

après N itérations, le signal peut être approximé par

$$s_n = s - \mathbf{R}^N s = \sum_{n=1}^N |\langle \mathbf{R}^{n-1}s, c_k \rangle|^2$$

L'énergie de reconstruction d'une approximation de N chirplets est donnée par

$$\|s\|^2 = \sum_{n=1}^N |\langle \mathbf{R}^{n-1}s, c_k \rangle|^2 + \|\mathbf{R}^N s\|^2$$

Théoriquement, si le dictionnaire est parfait, il est possible de parvenir à

$$\lim_{N \rightarrow \infty} \|\mathbf{R}^N s\| = 0$$

mais il est préférable de fixer un critère d'énergie à atteindre pour éviter de nombreuses itérations peu utiles.

Dans un algorithme de MP itératif, chaque itération n se fait dans le but de déterminer la chirplet c_{kn}^+ la plus ressemblante avec le signal. Pour ceci, le signal est convolué avec les complexes conjugués de toutes les chirplets du dictionnaire dans le domaine de Fourier (transformée de Hilbert). Pour chaque couple chirplet-signal testé, le résultat de ce calcul est un module et une phase. La détection de la meilleure chirplet se réalise par comparaison des

modules et nous ne conservons que la chirplet ayant donné le plus fort module. La normalisation sur l'énergie des fonctions d'analyses chirplets que nous avons effectué auparavant permet de comparer entre eux des modules de chirplets de longueur et fréquence totalement différentes.

À chaque itération, le dictionnaire complet $D+$ de chirplets c_k^+ peut être bâti en itérant sur des boucles imbriquées de f , t , o , q et e . Bien que simple en théorie, la taille du dictionnaire rend très complexe l'usage de cet algorithme. Une itération imbriquée exhaustive sur 7 paramètres est inconcevable. Nous avons développé une méthode en nous basant sur les techniques de Gribonval sur l'approche temps-fréquence de la meilleure chirplet [Gribonval, 2001]. En pratique, il explore tout le plan temps fréquence avec des ondelettes (t et f uniquement) et détecte la zone de plus forte énergie, puis optimise localement (a et q de l'équation 6.1) autour de la zone intéressante détectée à l'étape précédente. Il a cependant utilisé cet algorithme avec des chirplets simplifiées et une amélioration est nécessaire pour être adaptable à notre problème.

6.4.2 Extraction d'un atome unique

L'optimisation locale de la meilleure chirplet d'une itération unique, c_{k1}^+ , est illustrée sur un signal synthétique simple (figure 6.8a). Le signal synthétique a été généré selon le mode de construction des chirplets avec des paramètres déterminés aléatoirement (tableau 6.2a). La première étape de l'optimisation est la localisation temps-fréquence de la meilleure chirplet simplifiée c_k^- en itérant sur les paramètres t_k , f_k , et o_k seulement (figure 6.8b). Alors que Gribonval préconise des itérations sur t et f uniquement, nous préférons déjà itérer sur o afin de réellement détecter l'atome le plus énergétique, qu'il soit très long ou très court en terme de nombre d'oscillations.

Après extraction de la meilleure principale simplifiée c_k^- , nous pouvons reconstruire l'atome par simple construction de la fonction d'analyse principale, mais en lui attribuant le module et la phase extraite. L'extraction de l'atome simplifié et sa reconstruction ne représente que 45.23% de l'énergie du signal (figure 6.8c). Il est évident qu'un atome symétrique et stationnaire n'est pas apte à bien décrire une onde modulée en fréquence et d'enveloppe asymétrique. Cependant, l'intérêt de cette étape est la détection en terme de temps et fréquence du paquet d'onde (figure 6.8b).

La seconde étape serait théoriquement d'effectuer une exploration complète et exhaustive des paramètres o , q et e uniquement sur ce point du plan temps-fréquence. Au vue de l'importance de la combinaison des paramètres entre eux, nous avons en effet remarqué qu'il est plus important de les faire itérer conjointement, même sur une zone réduite (zoom autour de la localisation temps-fréquence de l'atome de chirplet simplifiée c_k^- détecté), plutôt que les uns après les autres. L'exploration exhaustive et imbriquée des paramètres o , q_1 , q_2 , e_1 , e_2 (avec 15-20 valeurs par paramètres) n'est pas contre pas raisonnable. Bien que réalisable en réalité, le temps-calcul nécessaire rend l'analyse sans intérêt.

Pour accélérer cette exploration, nous avons mis au point une méthode spéciale. Nous avons décidé d'explorer de manière itérative et de plus en plus fine l'espace des paramètres (figure 6.9). L'estimation du nombre d'opérations à réaliser est le meilleur argument pour valider l'intérêt de cette méthode et est montré ci-après.

- Le nombre d'atomes nécessaires pour explorer les 5 paramètres de manière discrète avec 20 valeurs par paramètres, le tout multiplié par le nombre de pas en temps et fréquence

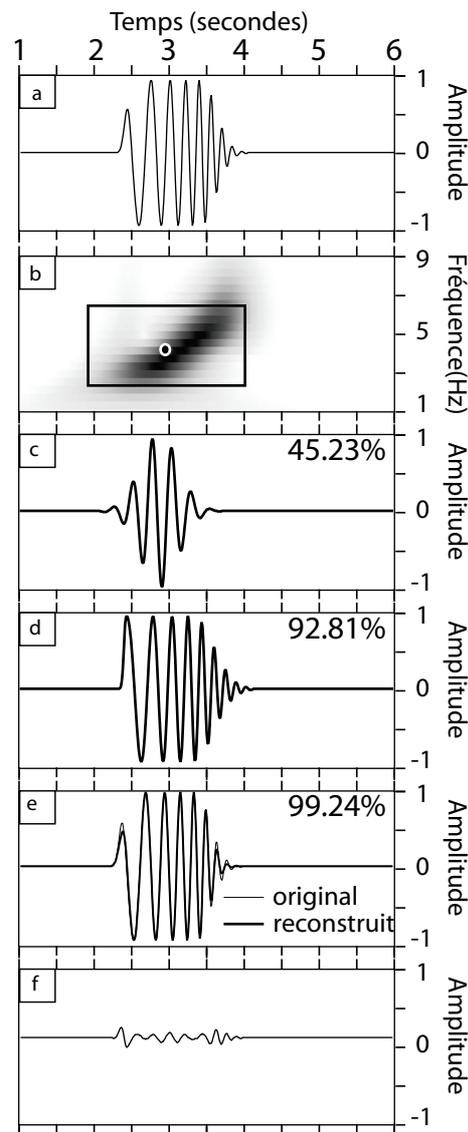


FIG. 6.8 – Illustration du processus d’optimisation d’une itération de Matching Pursuit (MP); (a) le signal analysé est construit de la même manière que les chirplets et les paramètres de construction sont donnés dans le tableau 6.2a; (b) représentation temps-fréquence du signal analysé par atomes de Gabor (variabilité de t_k, f_k, o_k) et détection du meilleur atome de Gabor, c_{k1}^- , par détermination du maximum d’amplitude sur le plan temps-fréquence (première sous-itération); (c) première reconstruction à partir de c_{k1}^- (45.23% de l’énergie reconstruite); (d) seconde sous-itération du processus d’optimisation avec itération sur tous les paramètres au voisinage de l’atome c_{k1}^- et détermination de c_{k1}^+ (92.81% de l’énergie reconstruite). (e) troisième sous-itération et affinement des paramètres de l’atome c_{k1}^+ (99.24% de l’énergie reconstruite; paramètres donnés dans le tableau 6.2c); (f) résidu après les trois sous-itérations.

| Paramètres | (a) Paquet d'onde #1 | (b) Paquet d'onde #2 | (c) Atome extrait dans figure 6.8 | (d) Atome extrait dans figure 6.10e | (e) Atome extrait dans figure 6.10c |
|----------------|-------------------------------|-------------------------------|--|--|--|
| $t(s)$ | 3. | 4 | 3. | 2.99 | 4. |
| $f(\text{Hz})$ | 4.98 | 2.89 | 4.975 | 5. | 2.875 |
| $Amp.$ | 1. | 5 | 1. | 1. | 5. |
| o | 9.31 | 4.3 | 9.3 | 9.25 | 4.25 |
| $q1$ | 0.11 | 0.21 | 0.1 | 0.1 | 0.2 |
| $q2$ | 0.03 | 0.5 | 0.025 | 0.05 | 0.5 |
| $e1$ | 23.4 | 83.2 | 22.5 | 22.5 | 82.5 |
| $e2$ | 44.2 | 9.8 | 45 | 45 | 10 |

TAB. 6.2 – Paramètres t_k (s), f_k (Hz), amplitude, o_k , q_{1k} , q_{2k} , e_{1k} , e_{2k} des signaux synthétiques et des atomes qui en ont été extraits. La phase $\varphi(^{\circ})$ est toujours fixée à 0. pour les signaux synthétiques ; (a) paramètres de construction du signal synthétique utilisé dans la figure 6.8 (seule) et la figure 6.10 (combinée à b) ; (b) paramètres de construction du second signal synthétique utilisé dans la figure 6.10 (combinée à a). (c) résultat de la décomposition atomique de l'unique paquet du signal synthétique de la figure 6.8 ; (d) résultat de la décomposition atomique du paquet de faible énergie (a) du signal synthétique de la figure 6.10 ; (e) résultat de la décomposition atomique du paquet de forte énergie (premier détecté) du signal synthétique de la figure 6.10.

et en temps, équivaut à, si nous considérons de même 20 pas en temps et 20 pas en fréquence (zone de zoom), $20^7 = 1.29 * 10^9$ opérations numériques pour extraire un atome.

- Avec notre méthode, l'espace de chacun des paramètres est tout d'abord discrétisé en 5 pas (au lieu de 20). Après cette première sous-itération, nous divisons l'espace d'exploration de chacun des paramètres par deux, autour de la valeur du meilleur atome à la sous-itération précédente. Le nouvel espace est à nouveau divisé en deux lors d'une troisième sous-itération. Avec ces trois sous-itérations, nous avons effectué $57 * 2 * 2 = 3.125 * 10^5$ opérations numériques seulement, pour une précision équivalente. En effet, au final, après avoir divisé deux fois l'espace de chaque paramètre lui-même échantillonné en 5 pas, nous obtenons un pas apparent de $5 * 2 * 2 = 20$.

Le meilleur atome extrait à la seconde puis à la troisième sous-itération est donné dans les figures 6.8d et 6.8e. Alors qu'avec un atome simplifié c_k^- (équivalent à une ondelette), le pourcentage était de 45.23% (figure 6.8c), il atteint une valeur supérieure à 99% après trois sous-itérations (figure 6.8e). Les paramètres de l'atome extrait sont donnés dans le tableau 6.2c. La reconstruction ne peut être de 100% car les valeurs des paramètres pour la construction du signal synthétique étaient aléatoires et leur degré de précision ne peut être atteint avec un découpage des espaces de paramètres en 20 pas seulement. Une reconstruction supérieure à 99% est cependant tout à fait satisfaisante. Notons que la majorité du résidu (6.8f) se situe sur les bords de la chirplet, c'est-à-dire aux endroits où l'énergie de l'onde analysée est la plus faible et ne favorise pas la détection. Notons de même que l'atome extrait est un 9-tuplet et est défini par les 9 paramètres t_k , f_k , o_k , q_{1k} , q_{2k} , e_{1k} , e_{2k} , m_k , φ_k avec m_k , φ_k module et phase.

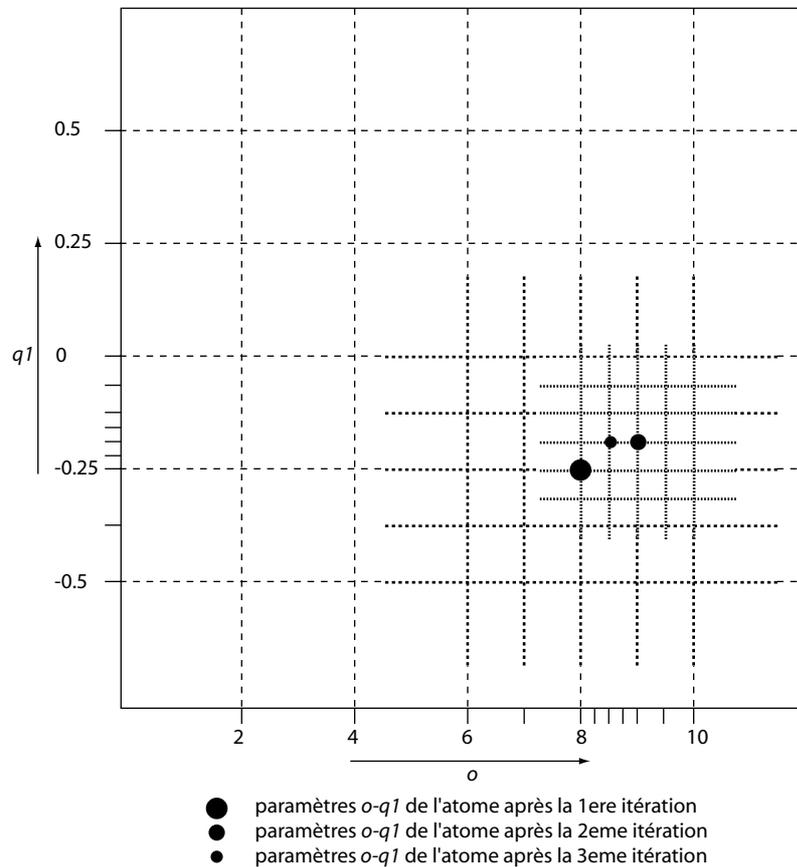


FIG. 6.9 – Sous-itérations et focalisation. Exemple sur les paramètres o et q_1 uniquement (en réalité, cette méthode est réalisée conjointement sur les 7 paramètres). À la première itération, la grille est lâche (5 échantillons pour une large gamme : donc un grand pas d'échantillonnage des paramètres). Après extraction du meilleur atome de la première itération, la grille est focalisée autour des paramètres extraits à l'itération précédente. Bien que réalisée avec toujours 5 échantillons, le pas d'échantillonnage des paramètres est divisé par 2. Ce principe est répété une dernière fois et à cette troisième itération, le pas est encore divisé par deux. Le pas final est donc 4 fois plus fin qu'à la première itération et équivaut à une itération sur 20 échantillons ($4 * 5 = 20$).

6.4.3 Extraction d'atomes multiples

Après avoir décrit l'extraction d'un atome unique, complexifions légèrement le signal en introduisant deux paquets d'ondes à extraire et du bruit. Le signal est en effet constitué de (i) un premier paquet d'onde, identique à celui de l'illustration précédente (tableau 6.2a), (ii) une seconde onde dont les paramètres sont décrits dans le tableau 6.2b et (iii) un bruit blanc d'amplitude maximale 0.5 (figure 6.10a). Le signal composite est donné dans la figure 6.10b. Chaque itération de notre algorithme de MP est notée n et équivaut à toute l'étape décrite dans la section précédente. Ainsi, à la première itération ($n = 1$) et après 3 sous-itérations d'affinage des paramètres, le paquet le plus énergétique (tableau 6.2b) est détecté et décrit par un atome donné dans le tableau 6.2e et la figure 6.10c. À la seconde itération du MP ($n = 2$) (figure 6.10d), le second paquet d'énergie est détecté et optimisé en trois sous-itérations. Il est donné dans le tableau 6.2f et la figure 6.10e. Après cette seconde étape, le résidu (figure 6.10f) est très proche du bruit original et la ressemblance entre les atomes extraits et les ondes analysées est tout à fait acceptable (figure 6.10g). La reconstruction en deux atomes représente 91.2% de l'énergie et dépasse le critère d'arrêt que nous avons fixé à 90%. L'amplitude du bruit représente 8% et le but n'est pas d'extraire des atomes de ce bruit. Les 2% perdus sont encore localisés aux extrémités des atomes.

6.4.4 Décomposition atomique d'un sismogramme réel

Nous allons désormais illustrer la décomposition atomique sur un cas réel. Il s'agit d'un sismogramme enregistré par la société Magnitude à Lacq grâce à un capteur en fond de puits. Le signal dure 2 secondes avec un taux d'échantillonnage de 1000 points par secondes (figure 6.11a). Avec un critère d'arrêt de 90% d'énergie reconstruite, 13 atomes sont extraits par la décomposition atomique pour décrire le signal complet (figure 6.11b). Les atomes extraits sont représentés individuellement dans la figure 6.11c et décrits dans le tableau 6.3. Ici, un critère d'arrêt de 90% nous a amené à extraire 13 atomes. À partir de la décomposition atomique, l'information connue dans la forme d'onde est donc réduite à 13 9-tuplets et peut-être recombinaison (figure 6.11d) sans perte majeure d'information (figure 6.11e).

6.4.5 Décomposition atomique d'une onde de surface synthétique

Une dernière illustration a été réalisée dans le but d'observer l'intérêt de la généralisation des chirplets. Nous avons décidé de pratiquer l'analyse à partir d'un sismogramme synthétique d'une onde de Rayleigh généralisée, une onde dispersive adaptée pour tester la robustesse de nos chirplets. Afin de créer un sismogramme synthétique convenable, nous avons tout d'abord sélectionné les conditions idéales de création d'une onde de Rayleigh généralisée. De tels paramètres idéaux sont décrits avec précision par Farnell [Farnell and Adler, 1972]. Ces paramètres sont une couche superficielle de 10 m d'épaisseur en surface caractérisée par des vitesses $V_p = 1200 \text{ m.s}^{-1}$ et $V_s = 600 \text{ m.s}^{-1}$ sur un semi-espace infini caractérisé par des vitesses $V_p = 600 \text{ m.s}^{-1}$ et $V_s = 300 \text{ m.s}^{-1}$. Ensuite, pour le calcul des sismogrammes synthétiques à partir de ce modèle, nous avons utilisé une méthode d'éléments spectraux, variante de haut degré des éléments finis. Le programme utilisé est SPEC-FEM3D, qui est parfaitement adapté à la modélisation numérique des équations d'ondes [Komatitsch et al., 2004, et toutes les références incluses]. Avec une source Gaussienne en surface de fréquence dominante de 30 Hz, nous obtenons sur la composante verticale d'un vélocimètre positionné en surface en champ lointain une onde de Rayleigh dispersive et non

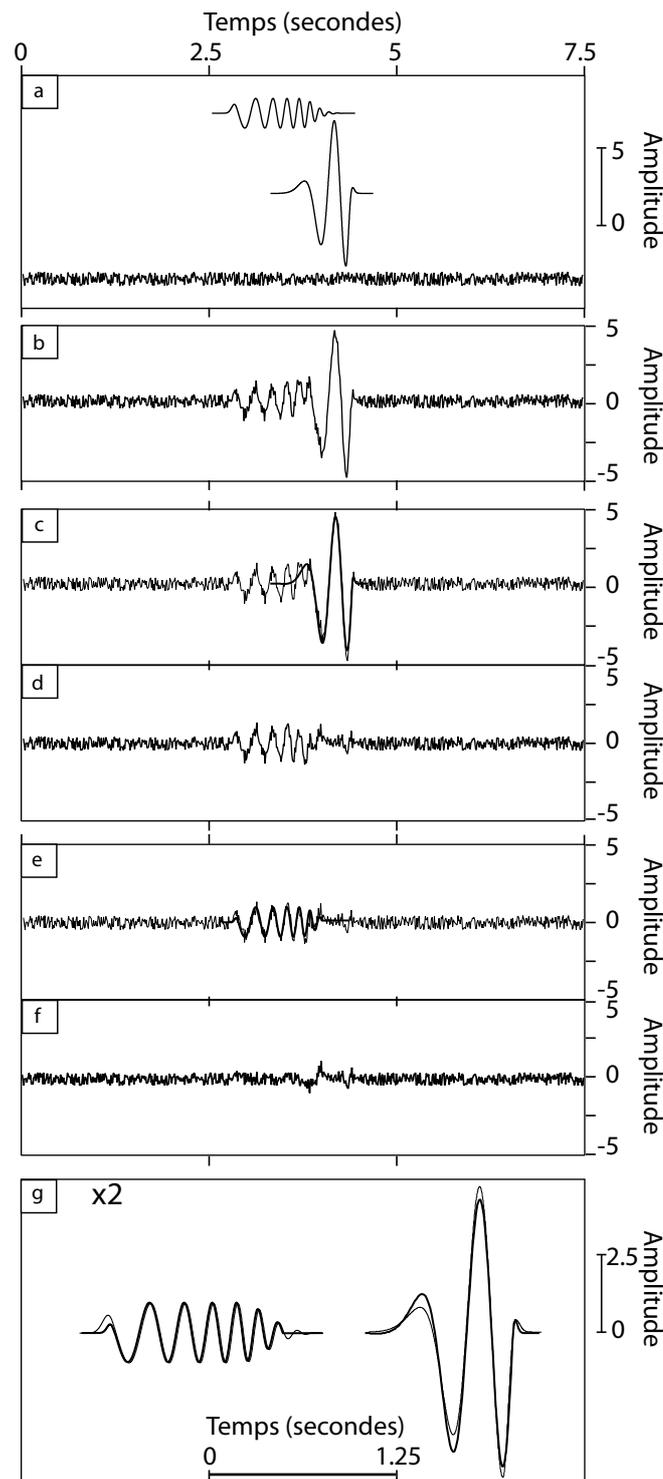


FIG. 6.10 – Décomposition atomique par Matching Pursuit de deux ondes interférées en présence d'un bruit blanc ; (a) les différentes principale du signal sont : le paquet d'onde #1 utilisé dans la figure 6.8 (caractéristiques acceptables dans le tableau 6.2a), le paquet d'onde #2 (caractéristiques acceptables dans le tableau 6.2b) et un bruit blanc d'amplitude maximale 0.5 ; signal synthétique à analysé (combinaison des trois principale montrées en a). (c) première itération du MP ($n=1$) sur le signal (trait fin) et décomposition du premier atome (trait épais) correspondant au paquet le plus énergétique (#2) ; (d) résidu après la première itération de Matching Pursuit ; (e) seconde itération du MP ($n=2$) sur le résidu montré en d (trait fin) et décomposition du second atome (trait épais) correspondant au paquet le moins énergétique (#1) ; (f) résidu après la seconde itération de MP. Le critère de reconstruction ($>90\%$ de l'énergie) est atteint et le MP s'arrête.

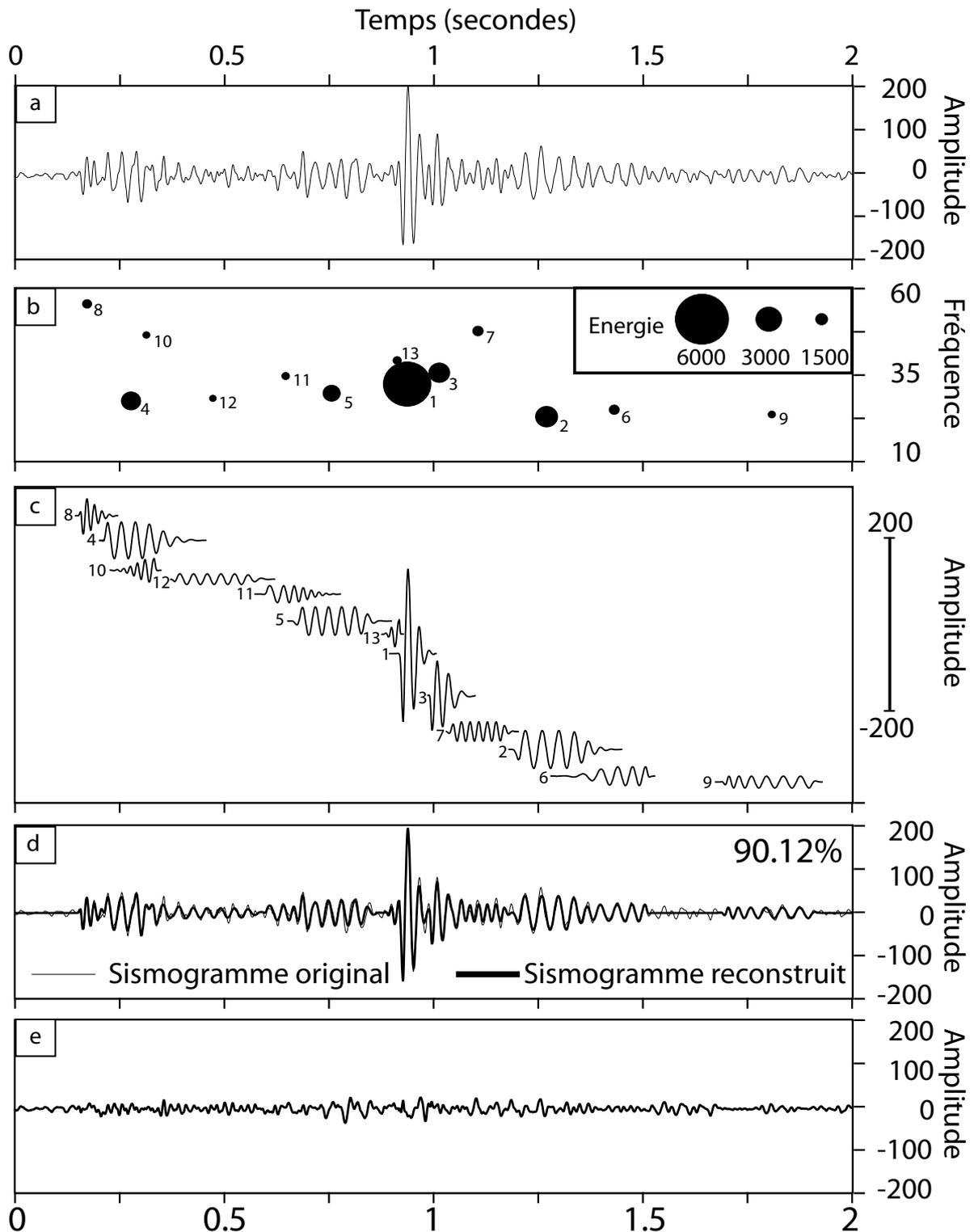


FIG. 6.11 – Décomposition atomique d'un sismogramme ; (a) signal original ; (b) temps, fréquence et énergie des 13 atomes (nécessaires pour atteindre un pourcentage de reconstruction de 90%) représentés dans un plan temps-fréquence. (c) Représentation individuelle des 13 atomes décomposés (caractéristiques de chaque atome acceptables dans le tableau 6.3). (d) forme d'onde reconstruite montrant que 13 9-tuplets permettent de compacter l'information portée par la forme d'onde dans un espace 7D (t, f, o, q, e) ; (g) résidu après les 13 itérations.

| <i>Atomes</i> | <i>t(s)</i> | <i>f(Hz)</i> | <i>énergie</i> | $\varphi(^{\circ})$ | <i>o</i> | <i>q1</i> | <i>q2</i> | <i>e1</i> | <i>e2</i> |
|---------------|-------------|--------------|----------------|---------------------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 1 | 0.937 | 34.375 | 45.3% | 73.81 | 4.375 | 0.0625 | 1. | 15. | 0. |
| 2 | 1.278 | 26.531 | 10.5% | -82.38 | 8.5625 | 0.03125 | 4. | 17.5 | 35. |
| 3 | 1.014 | 37.375 | 9.7% | 177.67 | 6.250 | -0.0625 | 1. | 10. | 6.25 |
| 4 | 0.279 | 29.875 | 7.8% | -0.15 | 9.250 | 0. | - | 12.5 | 21.875 |
| 5 | 0.757 | 31.875 | 6.1% | -169.7 | 8.750 | 0. | - | 35. | 46.875 |
| 6 | 1.448 | 28.969 | 2.3% | -164.55 | 9.1875 | 0.05625 | 2. | 90. | 22.5 |
| 7 | 1.106 | 48.125 | 1.8% | 77.18 | 9.500 | 0. | - | 40. | 50. |
| 8 | 0.174 | 55.125 | 1.5% | 133.55 | 8.125 | -0.125 | 2. | 10. | 0. |
| 9 | 1.800 | 28.0625 | 1.5% | 165.82 | 7.625 | -0.0625 | -4. | 45. | 70.0 |
| 10 | 0.315 | 47.125 | 1.1% | 175.59 | 8.750 | -0.125 | 1. | 90. | 3.125 |
| 11 | 0.647 | 36.375 | 1.1% | 165.82 | 9.375 | 0.125 | -0.125 | 10. | 21.875 |
| 12 | 0.474 | 30.625 | 1.0% | -102.91 | 9.375 | 0. | - | 15. | 50. |
| 13 | 0.909 | 47.625 | 0.9% | -39.33 | 3.250 | -0.5 | 1.125 | 90. | 3.125 |

TAB. 6.3 – Liste des 13 atomes décomposés qui permettent d’obtenir une reconstruction > 90% de l’énergie du sismogramme réel dans l’exemple de la figure 6.11. Les atomes sont caractérisés par t_k (s), f_k (Hz), énergie (%), $\varphi(^{\circ})$, o_k , q_{1k} , q_{2k} , e_{1k} , e_{2k} ; Nous avons préféré reporter le pourcentage d’énergie des différents atomes plutôt que leur amplitude afin de montrer la caractère dégressif des différents atomes.

interférée avec d’autres ondes (figure 6.12a). Pour tester l’utilité de notre généralisation des chirplets, nous allons tester une décomposition avec (i) des chirplets simplifiées c_k^- (o , q et e fixés, 2D), (ii) des chirplets modulés linéairement ($q_2 = 0.0$, i.e. 6D) et (iii) des chirplets complètes (c_k^+ , 7D). L’objectif est d’atteindre un critère de reconstruction de 90%.

- Alors que le signal n’est composé que par une seule onde, trois atomes de chirplets simplifiées c_k^- sont nécessaires pour reconstruire 90% (figure 6.12-B1,C1,D1).

- En utilisant des chirplets intermédiaires 6D légèrement simplifiées ($q_2 = 0.0$, i.e. modulation linéaire), deux atomes suffisent (figure 6.12-B2,C2,D2).

- Avec des chirplets généralisées et modulées de façon non linéaire, nous reconstruisons plus de 94% de l’onde avec un seul atome (figure 6.12-B3,C3,D3).

Il apparaît donc que la généralisation des chirplets permet une exploration fine des ondes sismologiques et est capable de reconnaître des ondes à part entière. Pour information, l’extraction de la loi de dispersion a de nombreuses applications potentielles. Comme nous connaissons de manière analytique la construction de la chirplet extraite en tant qu’atome, nous sommes donc capables de calculer la loi de dispersion de l’onde de surface. En combinant à des méthodes d’inversions [Foti, 2000], nous pourrions extraire les vitesses d’ondes S et l’épaisseur de la couche superficielle. Cette application nécessite cependant de confronter la méthode à des données réelles, sûrement plus difficiles à analyser que les synthétiques. Cependant, l’utilisation d’antennes permettrait de lever toute ambiguïté sur la décomposition et permettrait de plus d’améliorer considérablement la qualité des résultats. Un tel traitement est donc une évolution majeure à apporter à la décomposition en chirplets dans l’avenir.

L’extraction d’atomes de chirplets est un processus d’inversion discrète et non-unique. Plusieurs propriétés limitent en effet l’unicité de la décomposition. Tout d’abord, même dans le cas de l’extraction d’un atome unique, l’algorithme que nous avons développé a pour objectif de trouver, parmi un dictionnaire élaboré mais néanmoins discrétisé, la chirplet ressem-

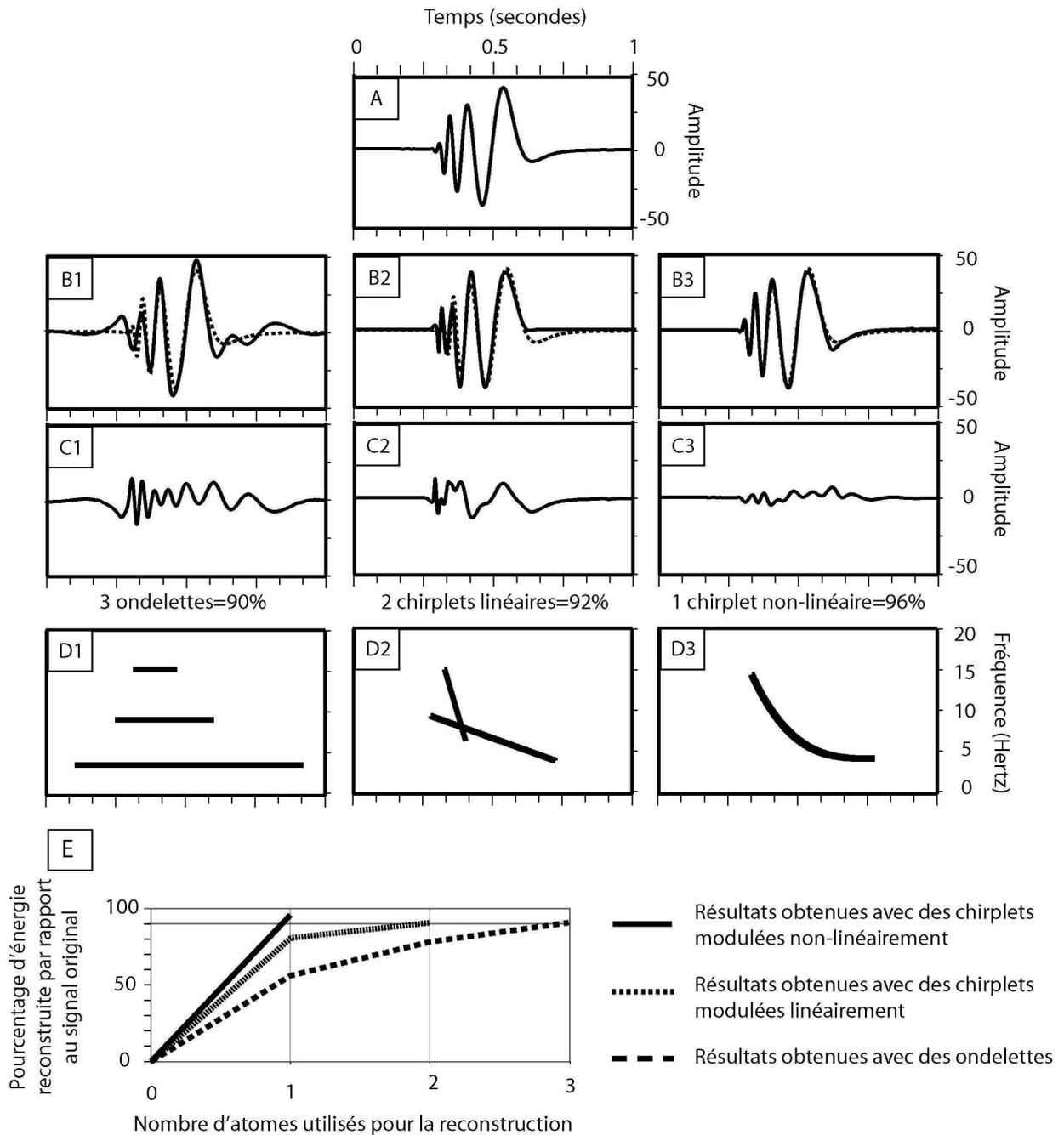


FIG. 6.12 – Comparaison des ondelettes, chirplets linéaires et chirplets non linaires sur une onde de Rayleigh synthétique. (A) onde de Rayleigh synthétique ; (B1) MP à partir d'atomes de Gabor uniquement ($q_1 = 0.$, $q_2 = 0.$, $e_1 = 0.5$, $e_2 = 0.$ fixés) et décomposition en trois atomes afin d'atteindre 90% d'énergie ; (B2) MP à partir de chirplets modulée en fréquence de manière linéaire uniquement ($q_2 = 0.$) ; (B3) MP à partir de chirplets modulée de façon non linéaire généralisée ; (C1),(C2),(C3) représentation des résidus obtenus à partir des trois décompositions (B1), (B2), et (B3) ; (D1),(D2),(D3) représentation temps-fréquence idéale théorique des différents atomes extraits ; (D1) est la combinaison de 3 atomes stationnaire, (D2) est la combinaison de deux atomes modulés linéairement, et (D3) représente un unique atome modulé non linéairement. Le diagramme final représente le pourcentage de reconstruction en fonction du nombre d'atomes utilisés.

blant le plus au signal. Il s'agit donc, par définition, de n'extraire qu'une valeur approchée des ondes. Selon la manière dont nous avons construit et implémenté le parcours du dictionnaire de chirplets, il est peu probable que deux chirplets très différentes d'un point de vue "valeurs de paramètres de construction" donne une forme d'onde équivalente. Cependant, les valeurs de certains des paramètres sont dans certains cas sans significativité. Dans ces cas précis, une partie des paramètres extraits ne doit absolument pas être étudiée, voire explorée par l'algorithme (par exemple, q_2 lorsque $q_1 = 0$). Il sera donc indispensable de "délimiter" avec précision la "zone" de significativité des paramètres, ainsi qu'un degré d'importance dans l'extraction (tel paramètre doit-il être étudié en amont de tel autre ?). Ensuite, dans le cas d'onde interférées, la non-unicité peut se révéler plus problématique. En effet, si deux ondes sont trop interférées (trop proche en temps-fréquence et énergie équivalente), il est probable qu'une anomalie de détection existe (par exemple : une seule chirplet détectée au lieu de deux paquets d'énergie théoriques, etc...). Plusieurs études annexes et évolutions possibles doivent être réalisées lever cette ambiguïté de solution non-unique de la décomposition :

- Il sera tout d'abord indispensable de quantifier la limite de détectabilité des interférences. En effet, la résolution de la méthode (distance d'interférence temps-fréquence limite) est pour le moment inconnue. En construisant une batterie représentative des signaux théoriques et en les déplaçant en temps et en fréquence, il sera possible, en comparant l'extraction atomique à la solution théorique, de quantifier cette limite de résolution. Bien que ne permettant pas de lever l'ambiguïté de décomposition, cette étape est indispensable pour comprendre la limite d'interprétation des résultats.

- Dans le cas de non-unicité due à des interférences, une évolution puissante sera l'utilisation d'antennes. Avec des capteurs suffisamment proches, il sera possible de détecter et séparer de manière optimale les différents paquets d'énergie extractibles et ainsi, par redondance, réaliser une extraction mieux contrainte (plus proche de la réalité, moins de non-unicité) en se servant de toutes les traces. Mieux encore, une telle étude permettra même d'observer les effets de la propagation sur les paramètres de construction des chirplets.

Nous avons généralisé le concept de chirplets et optimisé les méthodes d'extraction d'atomes, en introduisant des fonctions d'analyses à 7 dimensions dans un algorithme de MP évolué. Ces nouvelles fonctions d'analyses sont caractérisées par (i) un temps, (ii) une fréquence, (iii) une durée (en terme de nombre d'oscillations), (iv) un taux de modulation de fréquence, (v) une loi de modulation de fréquence, (vi) des paliers constants pour les enveloppes et (vii) un critère de déformation d'enveloppe (de impétus à émergent). Les algorithmes que nous avons utilisés permettent de décomposer un signal en une combinaison d'atomes, qui sont des chirplets caractérisées par 9 paramètres (7 dimensions de la fonction d'analyse + module + phase). Ainsi, un signal de 4096 points peut être réduit efficacement (+90% de l'énergie) à un dizaine/vingtaine d'atomes, représentatifs des différentes parties du signal. Une première application évidente est la capacité de compression de cette méthode. Un intérêt plus académique est que le signal est résumé par des paramètres physiques, quantifiés, mais accessibles. En effet, être capable de résumer un signal sismologique à une sommation de chirplets pourrait permettre de résumer les critères "physiques" de la forme d'onde et ainsi mieux interpréter et caractériser ce signal.

Chapitre 7

Classification à partir de décompositions en chirplets

L'objectif principal de notre étude des formes d'ondes est la classification des événements de Lacq. Maintenant que nous pouvons extraire de chaque sismogramme un concentré d'information, nous allons pouvoir les comparer entre eux de manière beaucoup plus fine. Les attributs de construction des chirplets sont par nature des attributs physiques et descriptibles. Si plusieurs sismogrammes se ressemblent selon l'un des critères de construction de chirplets, la description de cette éventuelle ressemblance est possible.

Nous devons désormais bien faire la différence entre une approche standard de classification comme pour les événements volcaniques par exemple [Minakami, 1960, Minakami, 1974, Sherburn et al., 1998] et la notre. Les approches classiques considèrent des classes d'appartenance décrites par des critères précis (séismes A-type, B-type, explosion, tectonique, tremors) et les séismes enregistrés sont ensuite affiliés à l'une de ces classes. Les critères d'appartenance sont déterminés avant la classification. Pour Lacq, nous n'avons pas de classes d'appartenance prédéfinies de sismicité. Notre approche sera donc un apprentissage de ces classes réalisé conjointement à la classification elle-même. Il est tout d'abord nécessaire de calculer des cohérences, ou plutôt similarités (au sens plus généralisé), entre événements et nous montrerons un premier exemple d'application avec une méthodologie de détection des multiplets.

Nous nous intéresserons ensuite à des classifications plus complexes. Nous décrirons le mode de représentation que nous avons choisi pour gérer au mieux les classifications : le dendrogramme. Ensuite, nous nous servirons des extractions atomiques en chirplets pour effectuer des classifications basés sur plusieurs critères différents.

7.1 Calcul de similarité entre événements

La similarité entre deux événements peut être calculée en mesurant le degré de similarité entre les formes d'ondes de ces événements enregistrés à une même station. Les similarités sont généralement calculées dans le domaine de Fourier grâce au calcul de la cohérence $\gamma_{1,2}$ entre chaque sismogramme. C'est d'ailleurs le cas de la technique de détection de multiplet que nous avons utilisé précédemment [Got et al., 1994]. Selon notre point de vue, la mesure de la cohérence n'est en fait qu'un cas particulier de mesure de la similarité. C'est-à-dire que nous plaçons sous le terme similarité toute forme de calcul de ressemblance. Nous proposons donc d'utiliser les paramètres des atomes extraits lors d'une décomposition atomique en chirplets afin de comparer les sismogrammes entre eux, puis ensuite comprendre grâce à ces

attributs ce qui différencie ou assimile deux formes d'ondes. Ainsi, après une classification basée sur une quantification des résultats, nous pourrions comprendre la nature physique des ressemblances et différences.

Après décomposition de chaque sismogramme de notre base de données (avec un critère d'arrêt de 90% d'énergie), nous avons compacté l'information portée par chacun d'eux avec un nombre limité (entre 5 et 20) de 9-tuplets $(t_k, f_k, o_k, q_{1k}, q_{2k}, e_{1k}, e_{2k}, m_k, \varphi_k)$. La similarité entre deux formes d'ondes (événements A et B), enregistrés toutes les deux à une station s et tous les deux calés en temps par rapport à l'arrivée de la P, peut être pratiquée dans l'espace à 9 dimensions $(t_k, f_k, o_k, q_{1k}, q_{2k}, e_{1k}, e_{2k}, m_k, \varphi_k)$ en mesurant la proximité entre les paquets d'ondes correspondants (l'onde P de l'évènement A avec l'onde P de l'évènement B, etc...), c'est-à-dire les atomes proches en termes de temps et fréquence. Ensuite, en prenant tout d'abord en référence l'évènement A et l'atome i de sa décomposition, la proximité entre l'atome i de A et l'atome correspondant de B est calculée par

$$r_i^{AsBs} = 1 - \frac{1}{NP} \sum_{p=1}^{NP} w_p \delta_p$$

avec NP le nombre de paramètres utilisables. En théorie, $NP = 9$, mais en pratique la phase φ_k n'est pas assez fiable et le module est utilisé autrement. Dans notre cas, nous utilisons donc $NP = 7$. Le paramètre δ_p est une simple mesure (distance Euclidienne) de la différence entre les deux valeurs du paramètre comparé. Les w_p sont les poids qui permettent la normalisation pour pouvoir comparer tous les paramètres à la même enseigne. Grâce à ce calcul, r_i^{AsBs} est une mesure de proximité entre les atomes de A et B à la station s et est toujours compris entre 0 et 1.

Nous avons vu précédemment que, au sein d'un sismogramme, la significativité des atomes décroissait avec le module. Dans le but d'éviter de donner de l'importance à des artefacts de réajustements ou à du bruit, les valeurs de module (transformées en énergie) sont utilisées par la suite pour pondérer les calculs de proximité. Le calcul de similarité S_s^{AB} (entre les événements A et B à la station s) qui en découle est donné par :

$$S_s^{AB} = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{N_{As}} \sum_{i=1}^{N_{As}} e_i^{As} e_i^{Bs} r_i^{AsBs} + \frac{1}{N_{Bs}} \sum_{i=1}^{N_{Bs}} e_i^{As} e_i^{Bs} r_i^{BsAs} \right) \quad (7.1)$$

avec e_i^{As} et e_i^{Bs} les énergies normalisées des atomes i de A et B à la station s . Après ce calcul, il est ensuite possible de moyenniser les similarités entre les différentes stations ayant enregistré les événements A et B, nous donnant ainsi une similarité S^{AB} . La réalisation de cette opération pour tous les couples d'évènements nous permet d'obtenir une matrice triangulaire de calcul de similarité entre évènements, base de toute classification.

7.2 Détection de multiplets

La caractérisation des signaux que l'on peut extraire d'une décomposition en chirplets offre un outil de comparaison intéressant. Avant d'établir des classifications plus poussées de la sismicité de Lacq, nous allons tout d'abord aborder une thématique importante de la sismologie, la détection de multiplet. En effet, lorsque nous parlons de comparaison et classification de séismes, la détection de multiplet est la première et la plus évidente des applications. De nombreuses méthodes de détection existent, mais nous avons décidé de tester la potentialité de la décomposition en chirplets et observer son efficacité.

Les tests de méthodologie seront tout d'abord testés sur 15 séismes déjà classés en multiplet par la société Magnitude, puis sur la sismicité de Lacq pour vérifier la concordance avec les détections précédentes.

7.2.1 Exemple : sismicité induite du gisement salifère de Vauvert

Le gisement salifère de Vauvert est un gisement de sel profond de 2000 m. Le sel y est produit grâce à une injection d'eau pure dans un puits et récupération après dissolution du sel dans un second puits. La dissolution du sel entraîne un effondrement d'une manière assez comparable à un gisement d'hydrocarbures. Des études d'interférométrie RADAR montrent d'ailleurs un affaissement concentrique marquée [Raucoules et al., 2003]. La société Magnitude a instrumenté la zone à la demande de l'exploitant. La sismicité, de magnitude plus faible qu'à Lacq, est néanmoins assez importante. Afin de tester la méthode en "aveugle", la société Magnitude nous a fourni quelques sismogrammes de cette base de données. Nous avons réaliser une détection selon deux méthodes basées sur les chirplets et une méthode classique en comparaison.

7.2.1.1 Similarités d'empreintes

L'analyse de détection de multiplet a tout d'abord été réalisée selon une méthode simple permettant un contrôle visuel. Elle consiste en la comparaison des positionnements en temps et fréquence des atomes. Dans la théorie, cette méthode aurait pu être appliquée avec des chirplets très simplifiées, c'est-à-dire des ondelettes. Cependant, la finesse de la décomposition en chirplets est un élément indispensable pour le bon positionnement temps-fréquence des atomes. En effet, si nous réalisons une telle décomposition avec des chirplets simplifiées (ondelettes) la détermination et la localisation temps-fréquence des atomes est beaucoup moins précise et efficace, ne permettant pas de réaliser ce calcul de manière fiable. Il est donc indispensable d'extraire les atomes à partir de chirplets évoluées. Après positionnement des atomes dans le plan temps-fréquence, nous dessinons simplement des traits entre l'atome avec le plus fort module et les N atomes suivants (par exemple 8). La signature ainsi crée est une "empreinte caractéristique" du séisme et permet des descriptions et comparaisons simples (figure 7.1). Nous appliquons ensuite un simple calcul de cohérence entre les empreintes de chaque sismogramme par FFT2D [Press et al., 1992]. La figure 7.2 montre l'histogramme des calculs de cohérence par empreinte entre chaque couple de sismogramme (figure 7.2-courbe rouge) en comparaison à une méthode plus classique (figure 7.2-courbe-bleue). Comme dans tous les calculs de cohérence de plusieurs couples, il est nécessaire de choisir un seuil de cohérence qui déterminera la séparation entre multiplet et non multiplet. La figure 7.3 montre quant à elle la représentation de ces empreintes et la confirmation visuelle rapide. Les calculs de cohérence par empreinte montrent un comportement bimodal très intéressant. En effet, il existe un saut dans les cohérences calculées par empreinte beaucoup plus marqué que dans un calcul de cohérence classique. Il apparaît que cette distinction augmente de façon considérable la qualité de détection du seuil de similarité à appliquer, limitation essentielle d'une détection de multiplets classique. La localisation de ce seuil est désormais plus facile et nous informe sur le nombre de couples-doublets (ici 23 couples) à détecter. Nous noterons que les similarités calculées n'ont pas de signification physique intéressante comme des cohérences calculées dans Fourier. Ce ne sont donc pas les résultats de la détection eux-mêmes qui nous intéressent car ils ne sont pas exploitables dans une relocalisation relative basée sur le niveau de cohérence, mais plutôt l'apprentissage du nombre idéal

de couple à détecter. De plus, la représentation par empreinte permet de contrôler très rapidement et simplement si la détection est correcte. Les résultats montrent que la classification est équivalente à celle réalisée par la société Magnitude.

7.2.1.2 Similarités binaires des paramètres d'atomes de chirplets

La seconde méthode de calcul de cohérence est plus complète et utilise les 9 paramètres de la décomposition en chirplets :

- La première étape de la détection de multiplet est totalement équivalente aux calculs de ressemblance de la section 7.1. Après que chaque signal ait été décomposé en un nombre d'atomes suffisant pour expliquer la majorité de l'énergie (90%), les événements sont comparés deux à deux, station par station. Nous resterons pour le moment dans le cas d'une station unique. Chaque événement i (et donc sismogramme) est caractérisé par n_i atomes. Chacun de ces atomes est lui-même caractérisé par 9 paramètres. Il est alors possible de comparer chacun des atomes d'un des sismogrammes avec tous les atomes de l'autre sismogramme en pondérant par la distance en terme de temps-fréquence. Jusqu'ici, tout est similaire avec l'équation 7.1.

- Ensuite, nous allons radicaliser le calcul de ressemblance. Tout d'abord, chacun des atomes de l'évènement A n'est pas comparé à tous les autres de B, mais juste au plus proche en terme de temps-fréquence. En suite, au lieu de comparer deux atomes et d'attribuer un degré de ressemblance continue entre 0.0 et 1.0, nous préférons une méthode plus radicale qui attribue de façon binaire une ressemblance soit de 0, soit de 1, et ceci pour chaque atome. Utilisé de manière si radicale, la méthode ne tolère aucune erreur. Une erreur de pointé d'un échantillon réussirait à fausser l'analyse. Nous tolérons donc une bande d'erreur étroite pour laquelle nous considérerons que deux atomes sont identiques. En terme de temps par exemple, nous considérons que deux atomes sont équivalents du point de vue localisation temporelles si ils sont distants de moins de 5 échantillons en temps. Si ils sont considérés comme égaux en temps, la ressemblance du critère temps de cet atome vaut 1, sinon, elle vaut 0.

En utilisant tous les paramètres et en appliquant la méthode sur les séismes de Vauvert, nous pouvons générer de la même manière que précédemment un histogramme de cohérence, mais sans signature visuelle cette fois-ci (figure 7.2-courbe verte). La séparation (saut de cohérence) entre multiplet et non multiplet est encore plus nette et d'une qualité remarquable. Là encore, ces similarités n'ont aucune signification physique et ont pour objectif de déterminer avec précision le nombre idéal de couples. Nous allons désormais appliquer cette méthode aux séismes de Lacq tout en sachant qu'il n'existe que peu de multiplets à détecter.

7.2.2 Applications aux séismes de Lacq

Nous avons appliqué les méthodes précédentes (similarité d'empreintes et similarités binaires des paramètres d'atomes) à la base de données de sismicité de Lacq. Il apparaît que les deux méthodes donnent des résultats similaires : nous retrouvons à peu de choses près les multiplets repérés par l'analyse conventionnelle par intercorrélations dans Fourier (section 4.2), avec cependant moins de perte. Effectivement, lorsque nous calculons des cohérences de façon classique, l'application du seuil de cohérence limite la détection et beaucoup de multiplets réels sont perdus. L'application d'un seuil plus bas ne classe les événements que dans une seule famille. Avec les atomes de chirplets, les calculs de similarité ont permis de détecter le double de couples de séismes, avec une quarantaine de doublets, et une vingtaine de multiplets composés de 3 à 7 événements. Bien que meilleure d'un point de vue

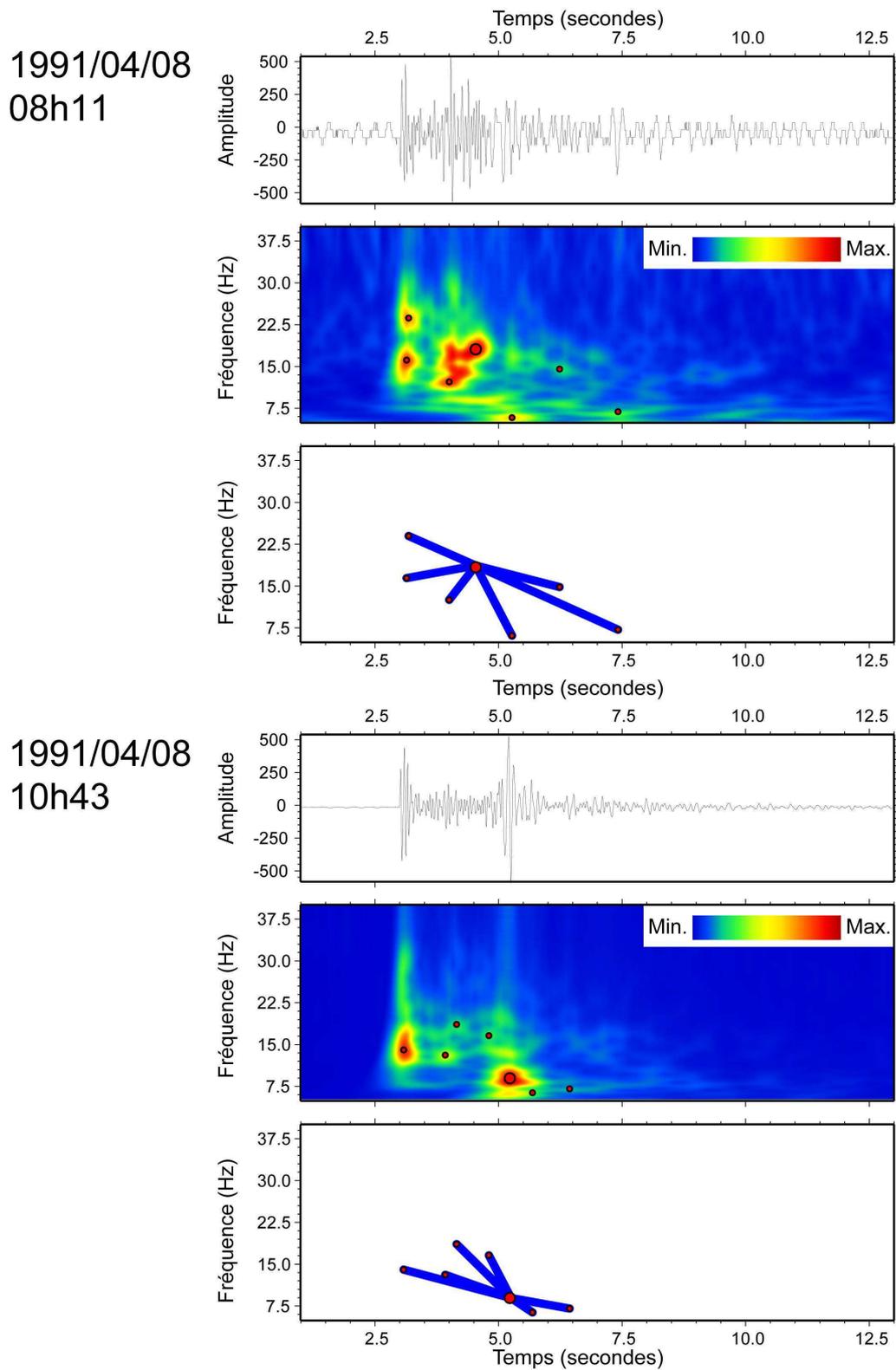


FIG. 7.1 – Empreintes de sismogrammes obtenues grâce à la décomposition en chirplets de deux évènements enregistrés sur une même station et localisés dans la même zone. Bien que les temps t_S - t_P soient équivalents, les empreintes sont très différentes.

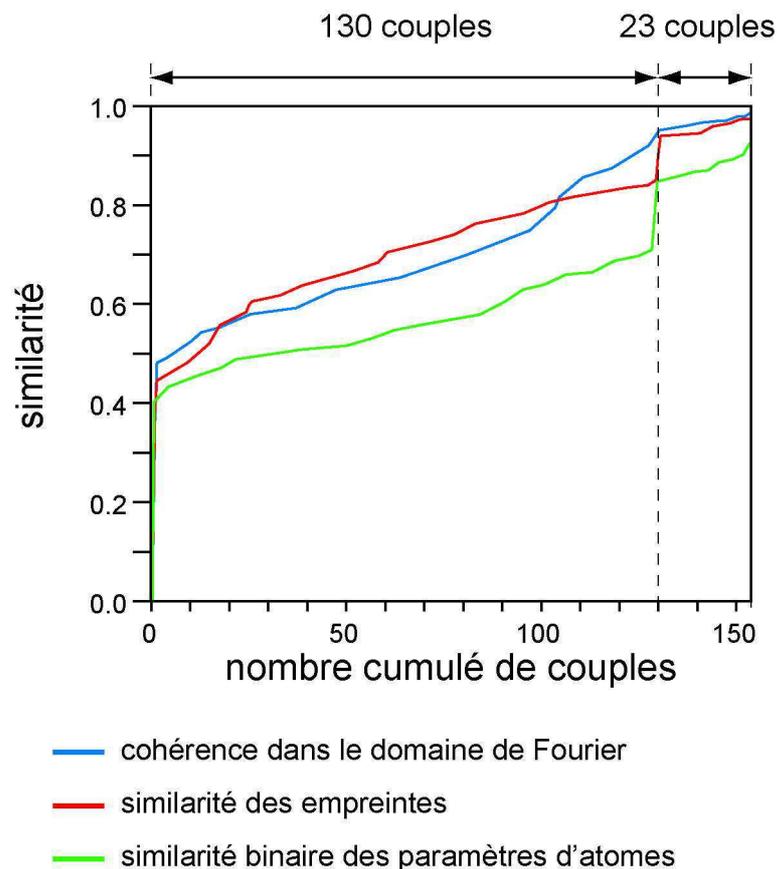


FIG. 7.2 – Courbes des coefficients de corrélation entre sismogrammes. Courbe bleue : cohérences conventionnelles entre sismogrammes dans le domaine Fourier ; courbe rouge : cohérences entre les “empreintes” temps-fréquences des sismogrammes obtenues à partir des atomes de chirplets ; courbe verte : cohérences obtenues par mesures des différences entre les valeurs des 9 paramètres d’atomes des décompositions en chirplets des sismogrammes. L’utilisation des chirplets génère un saut très marqué pour le calcul des cohérences. Plus ce palier est important, plus le choix du seuil de cohérence est facile à déterminer.

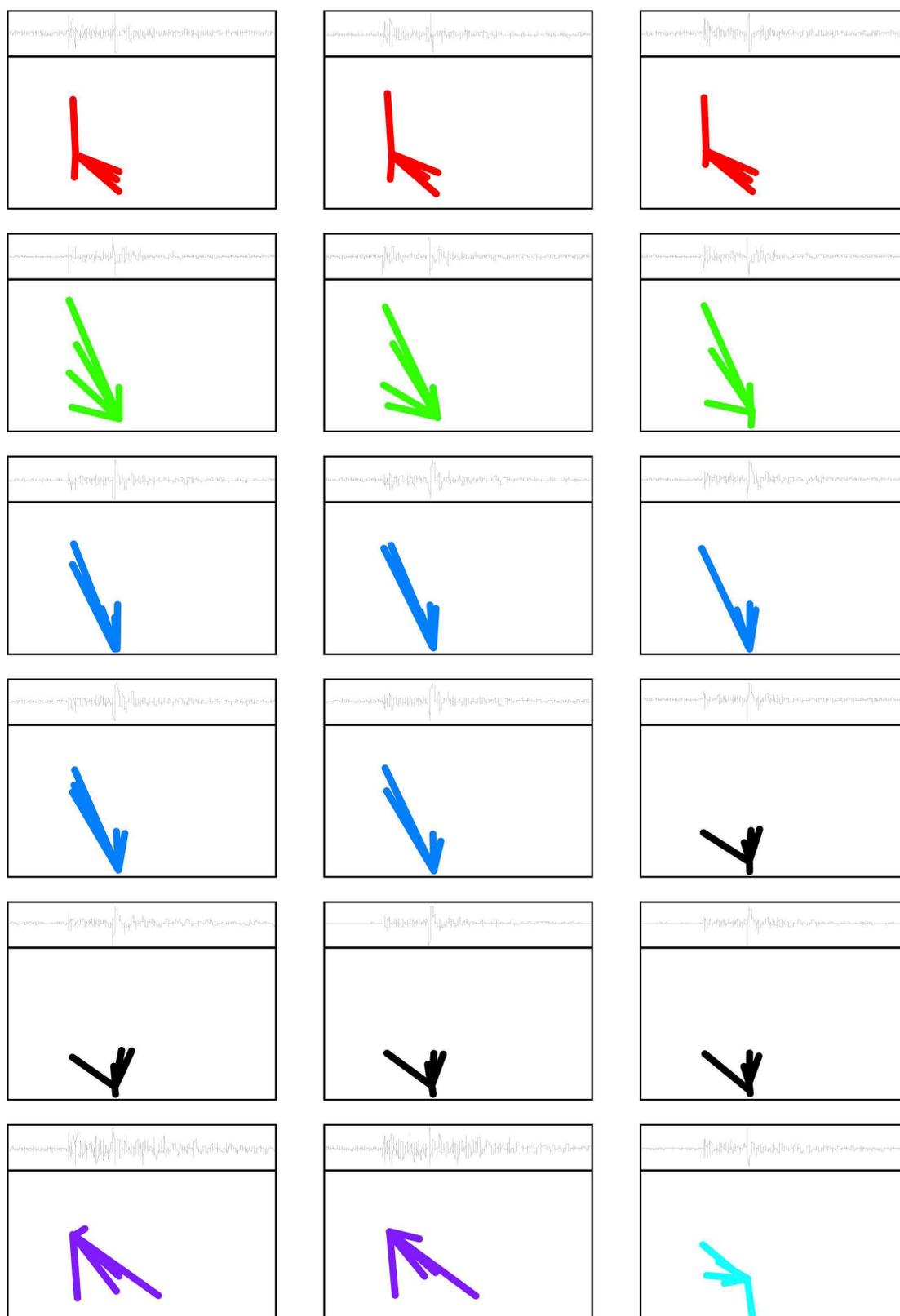


FIG. 7.3 – Classification des séismes de Vauvert. À chaque multiplet est attribué une couleur. Toutes les méthodes (Fourier, empreinte, similarités binaires) ont donné la même classification, mais avec des degrés de précision différents, donnés dans la figure 7.2.

détection de multiplet, ces résultats confirment néanmoins qu'il n'est pas possible d'envisager de relocalisation relative.

7.3 Classification hiérarchique et représentation en dendrogramme

À partir de la matrice de similarité décrite précédemment (section 7.1), il est possible de définir une classification basée sur des regroupements hiérarchiques. Une regroupement hiérarchique est un procédé itératif de regroupement d'évènements en amas de plus en plus gros. À la première itération, chaque évènement est son propre amas, puis, à chaque itération, nous regroupons les deux évènements les plus proches. Cette action est répétée jusqu'à la formation d'un amas unique regroupant tous les évènements, ou bien jusqu'à un critère d'arrêt. En utilisant une matrice triangulaire de similarité, le regroupement à l'itération i consiste d'abord à la détection de la plus forte similarité $S_{X,Y,i}$ entre deux amas X_i et Y_i , puis la création du nouvel amas XY_{i+1} . Au final, nous obtenons une structure telle un arbre hiérarchique de regroupement et nous avons décidé de la représenter sous la forme d'un dendrogramme, classiquement utilisé en biologie, paléontologie ou généalogie.

Nous allons montrer le principe de regroupement et de représentation en dendrogramme sur un exemple simple (figure 7.4 et tableau 7.1). Dans la figure 7.4, à la première itération, les similarités (déterminées aléatoirement et montrées dans le tableau 7.1a) entre les différents couples possibles entre les évènements v, w, x, y, z sont tout d'abord classés par ordre décroissant. Nous choisissons le plus élevé des degrés de similarité (ici $\gamma_{v,w} = 0.95$), définissant ainsi le premier regroupement. Nous générons donc la famille vw , regroupement des évènements v et w . Les similarités sont toutes recalculées par calcul de moyenne pour la nouvelle famille vw (tableau 7.1b). Nous reclassons les nouvelles cohérences et déterminons la plus importante (ici $\gamma_{x,y} = 0.9$). Le nouveau regroupement est donc la famille xy . À la troisième itération, c'est la famille vwz qui est formée par regroupement de vw et z , puis à la dernière itération, une unique famille $vwzxy$ existe. Nous représentons ces regroupements à la manière d'un arbre généalogique en évitant les croisements (figure 7.4). L'interprétation de ce dendrogramme est un descriptif intéressant, car la lecture des longueur de traits, etc, nous informe sur le degré de cohérence entre évènements. Ainsi, si deux regroupements ont été réalisés précocement entre deux couples, qui eux-mêmes se rejoignent très tardivement, cela signifie que les deux couples sont chacun très similaires deux à deux (deux doublets) mais que ces deux doublets sont eux-mêmes très différents l'un de l'autre. Nous pourrions surtout observer plusieurs degrés de cohérence au sein de cette classification et ne se limiter aux multiplets ou à la différenciation entre télé-séismes et séismes locaux.

7.4 Exemple de classification de trois essais différenciés

Nous allons montrer l'efficacité de la représentation en dendrogramme par une application simple sur cas réel. L'objectif est d'effectuer une classification sur une base de données dont le résultat est évident. Pour ceci, nous avons choisi un jeu de sismogrammes d'évènements appartenant à trois essais différents. Par définition, la différence de forme d'onde entre évènements de localisation différente sera plus importante qu'entre évènements proches. Nous avons choisi de travailler avec les formes d'ondes des évènements appartenant aux essais des groupes 2, 3 et 4 de la classification donnée dans la figure 4.17 et le tableau

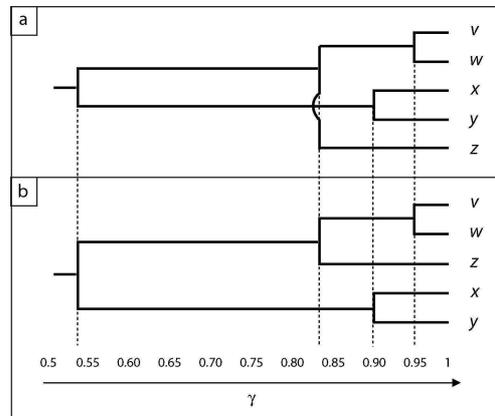


FIG. 7.4 – Exemple de représentation en dendrogramme à partir de cohérence déterminée aléatoirement entre 5 évènements hypothétiques (v, w, x, y, z) données dans le tableau 7.1. (a) dendrogramme en temps-réel : le processus de clustering génère des croisements et l'interprétation est difficile ; (b) Après la dernière itération, tous les évènements sont réarrangés pour convenir à une représentation idéale de la classification, sans croisements.

| γ | w | x | y | z |
|----------|-------------|------|------|------|
| v | 0.95 | 0.71 | 0.73 | 0.82 |
| w | - | 0.69 | 0.71 | 0.84 |
| x | - | - | 0.9 | 0.2 |
| y | - | - | - | 0.2 |

(a) 1^{ère} itération

| γ | x | y | z |
|----------|-----|------------|------|
| vw | 0.7 | 0.72 | 0.83 |
| x | - | 0.9 | 0.2 |
| y | - | - | 0.2 |

(b) 2^{ème} itération

| γ | xy | z |
|----------|------|-------------|
| vw | 0.71 | 0.83 |
| xy | - | 0.2 |

(c) 3^{ème} itération

TAB. 7.1 – Matrices de cohérence pour l'exemple synthétique ; les cohérences de la première itération sont déterminées de manière aléatoire ; à chaque itération, nous déterminons la cohérence la plus élevée (gras) entre deux évènements (ou clusters) et générons un nouveau cluster par couplage de ces deux évènements (ou clusters) : (a) 1^{ère} itération ; (b) 2^{ème} itération ; (c) 3^{ème} itération ; à chaque itération, les cohérences entre le nouveau cluster et les autres sont recalculées par simple moyenne entre les cohérences individuelles initiales des évènements constituant le cluster.

4.2. Nous avons décomposé en chirplets les sismogrammes de tous les évènements de ces trois groupes dont nous possédons les formes d'ondes (185 évènements) pour les stations ART, CES, MON, OSM et USI uniquement. Nous avons choisi de ne pratiquer l'analyse qu'à partir de 5 stations car il s'agit des seules stations stables. Trop incidents, pannes et lacunes ont lieu sur toutes les autres stations.

Après analyse des 5 sismogrammes (au maximum, si toutes les stations ont enregistré un signal) des 185 évènements, nous avons calculé des similarités d'après la formule de l'équation 7.1. La représentation en dendrogramme de la classification est donnée dans la figure 7.5. Quatre familles principales (A, B, C et D) ont été détectées. Un code couleur est ensuite appliqué à la fin de la classification selon l'appartenance d'un évènement à un groupe (2, 3 ou 4). Nous observons que les familles A et C sont exclusivement constituées d'évènements du groupe 2. La famille B est exclusivement constituée d'évènements du groupe 4, et la famille C est exclusivement constituée d'évènements du groupe 3. Hormis la séparation du groupe 2 en deux familles (une principale C, et une mineure A), la correspondance est parfaite. Il apparaît en fait que les évènements de la famille A sont en réalité le sous-groupe le plus profond des évènements du groupe 2. Selon point de vue de classification objective, ces évènements ne devrait pas, d'après leur forme d'onde, appartenir au même groupe.

Pour les hautes similarités, apparaissent les éventuels multipléts. Bien que certains couples de haute similarité existent, la façon dont nous avons procédé pour le calcul des similarités n'est pas adaptée à une distinction nette entre multipléts et familles de plus basse similarité. De plus, nous savons que très peu de multipléts existent parmi ces évènements (voir section localisation relative 4.2).

Entre les familles générales de localisation et les multipléts, nous observons de nombreuses ramifications générant des sous-familles. Nous pouvons penser que d'après leur influence sur la forme d'onde, le degré de classification sous les multipléts pourrait être lié aux mécanismes au foyer. Des mécanismes proches (en termes de localisation et de direction des plans nodaux) devrait avoir un seuil de similarité relativement élevé. Cependant, le manque de mécanismes déterminés et surtout leur hétérogénéité ne permettent pas de vérifier cette hypothèse. L'essai du groupe 5 dans la figure 4.17 aurait été un exemple de test parfait (9 mécanismes cohérents) mais ces évènements ont eu lieu avant 1989 et nous ne disposons pas des traces.

Les dernières ramifications avant le regroupement en essaim montrent qu'au sein de chaque amas, il existe des sous-familles assez bien différenciées. Ce sont ces sous-familles qui sont le réel objectif de la classification en chirplets. Cependant, il est inutile d'essayer de procéder à une comparaison entre évènements d'amas différents. En effet, les attributs de propagation sont trop importants et génèrent la différence entre familles. Nous ne sommes pas à l'heure actuelle en mesure de nous affranchir de ces critères de propagation et observer les ressemblances entre séismes provenant d'un essaim différent.

Une application possible de ce traitement réalisé à une base de données complète (classification et représentation par dendrogramme de tous les séismes) est d'attribuer une classification spatiale objective des séismes, à la différence de notre classification effectuée dans la figure 4.17.

Une seconde application potentielle existe lorsqu'un évènement est enregistré par un nombre insuffisant de stations pour être localisable. Avec un calcul de similarité réalisé sur une seule station, il est possible d'attribuer avec un degré de confiance suffisamment important l'appartenance à un groupe. Cette application serait surtout industrielle car ce sont souvent des capteurs uniques qui sont installés dans les études de monitoring.

Nous allons désormais nous intéresser aux niveaux intermédiaires de la classification.

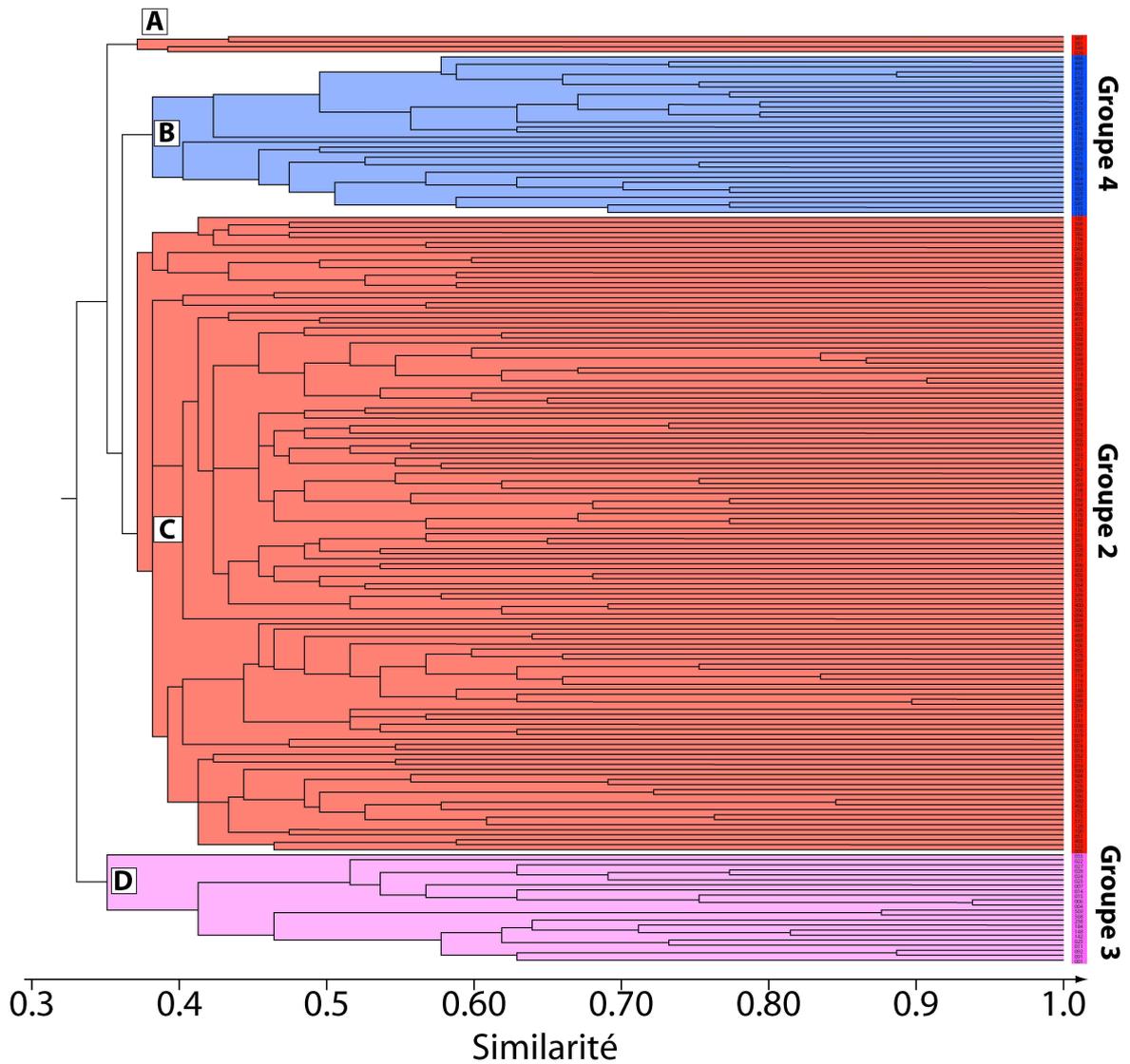


FIG. 7.5 – Dendrogramme obtenu d’après la classification grâce aux chirplets des événements appartenant au groupe 2,3 et 4 de la figure 4.17. Quatre familles (A,B,C et D) ont été détectées et un code couleur est appliqué pour l’appartenance des événements à un groupe.

7.5 Classification de l'essaim du cluster de puits (groupe 4)

Maintenant, intéressons-nous à la classification au sein d'un essaim unique. Pour le moment, nous ne sommes pas en mesure de nous affranchir de la propagation dans la comparaison de signaux. Ceci est regrettable car l'objectif fondamental est la comparaison de deux événements de localisations différentes et l'attribution à chacun d'eux d'une classe d'appartenance, à la manière des études sismo-volcaniques. Il faut rester raisonnable et avancer étape par étape. Nous avons par exemple vu dans la figure 7.5 que, bien que la différenciation principale traite de la localisation, des informations plus mineures génère une sous-classification au sein de chaque grande famille. En effet, de nombreuses sous familles inexplicables apparaissent au sein des familles principales. Pour trouver un critère de comparaison, nous nous sommes particulièrement intéressés à l'essaim au niveau du cluster de puits. Nous avons vu dans la section 5.3 qu'une portion importante des événements de cette zone était temporellement corrélée à une infiltration d'eau. Nous avons de même observé que cette crise sismique était caractérisée par des événements de faibles magnitudes. En effet, aucune augmentation brutale du taux d'énergie libéré n'est apparue, prouvant l'origine de la surpression dans le déclenchement précoce de ces séismes. Il s'agit donc d'un cas d'étude très intéressant pour tester les classifications et les interprétations que l'on peut en faire. Notons que nous avons légèrement élargi la zone concernée. Ce sont 82 événements qui vont être testés, ceci dans le but de ne pas trop orienter la classification et de rester "aveugle" (tableau 7.2).

7.5.1 Dendrogramme par calcul de cohérence dans le domaine de Fourier

Nous avons dans un premier temps réalisé le calcul des intercorrélations dans le domaine de Fourier [Got et al., 1994] dans le but d'établir une comparaison avec notre méthode. Nous calculons les spectres sur une fenêtre de 2.56 s débutant juste avant l'arrivée de la P pour cinq stations (ART, CES, MON, OSM, USI) choisies pour leur stabilité. Les calculs de intercorrélations sont pratiqués pour chaque couple par station, puis sont moyennés sur toutes les stations. Ils sont ensuite représentés dans un dendrogramme. Nous n'avons pas utilisé les stations du réseaux LGIT pour deux raisons. Les stations sont plus distantes et n'enregistrent que très rarement ces événements de faible magnitude. Ensuite, la période de surveillance ne couvre pas toute la durée de l'étude et nous préférons rester homogène en terme de stations afin de ne pas biaiser les calculs. Le dendrogramme obtenu à partir de ces calculs d'intercorrélations conventionnel est représenté dans la figure 7.6.

Nous remarquons dans un premier temps que quelques familles principales existent et sont relativement bien séparées les unes des autres (familles a, b1, b2, c). Les familles b1 (8 événements), b2 (7 événements) et c (5 événements) sont d'ailleurs relativement bien corrélées chacune (fort coefficient de cohérence) sans pour autant être des multiplets. Une vérification des mécanismes au foyer, qui ne sont pas cohérents au sein de chacune des familles, confirme l'absence de multiplet. La famille d est à très bas niveau de cohérence et représente tous les événements mal-classés.

En regardant la date des différents événements et en les comparant à la classification, nous observons une corrélation forte. Les familles a, b1-b2 et c sont respectivement liées aux périodes avant, pendant et après l'infiltration d'eau. La famille a, bien que moins cohérente que les autres, est tout de même constituée de 10 événements qui se sont produits avant le collapse du puits. Les familles b1 et b2 sont constituées, hormis pour un événement, de séismes ayant eu lieu pendant la petite crise suivant le collapse et la famille c d'événements

| N° yyyyymmdd hhmss LatN LonE Depth(Km) MI | N° yyyyymmdd hhmss LatN LonE Depth(Km) ML |
|---|---|
| 0053 19891107192937 43.43 -0.65 4.1 1.4 | 0446 19960823100424 43.41 -0.65 3.7 1.1 |
| 0054 19891116095634 43.42 -0.65 3.6 1.8 | 0447 19960823200835 43.42 -0.65 4.0 1.0 |
| 0067 19900622012502 43.42 -0.66 3.5 1.4 | 0448 19960824123204 43.41 -0.65 4.0 1.0 |
| 0076 19900907064010 43.43 -0.66 4.1 1.5 | 0449 19960825154803 43.42 -0.65 3.8 1.5 |
| 0096 19910404005007 43.41 -0.67 3.7 0.7 | 0450 19960826100915 43.42 -0.65 3.7 0.8 |
| 0109 19910716202926 43.41 -0.66 3.6 1.0 | 0451 19960827011656 43.42 -0.65 3.7 1.3 |
| 0112 19910927011014 43.42 -0.65 4.2 0.9 | 0452 19960828021435 43.42 -0.65 4.2 0.7 |
| 0125 19920106032948 43.42 -0.66 3.8 2.1 | 0453 19960830011218 43.42 -0.64 4.0 1.0 |
| 0126 19920106033537 43.42 -0.67 3.9 1.4 | 0460 19960904104117 43.42 -0.65 3.8 1.0 |
| 0127 19920106084635 43.43 -0.67 4.4 1.3 | 0461 19960906023548 43.41 -0.67 3.5 0.6 |
| 0134 19920229025042 43.43 -0.65 4.1 2.0 | 0462 19960906032034 43.42 -0.65 3.5 1.2 |
| 0135 19920302214226 43.42 -0.65 3.9 1.0 | 0464 19960909233134 43.42 -0.64 4.3 0.8 |
| 0136 19920308000326 43.41 -0.65 3.6 1.1 | 0467 19960912010242 43.42 -0.65 4.2 1.3 |
| 0144 19920424062310 43.41 -0.65 3.6 1.8 | 0469 19960914044846 43.41 -0.65 3.7 1.3 |
| 0150 19920523071633 43.42 -0.66 3.6 1.9 | 0471 19960916081516 43.41 -0.65 3.9 1.2 |
| 0151 19920601100002 43.43 -0.66 4.3 2.0 | 0472 19960916112009 43.42 -0.65 4.1 1.4 |
| 0169 19920806143621 43.41 -0.67 3.4 0.8 | 0474 19960916211131 43.42 -0.65 3.8 1.5 |
| 0174 19920911090258 43.42 -0.65 2.8 2.1 | 0475 19960918071519 43.41 -0.65 3.7 1.9 |
| 0198 19921221104649 43.42 -0.66 4.0 2.1 | 0476 19960920050618 43.42 -0.65 3.7 1.1 |
| 0219 19930628085221 43.42 -0.66 4.3 1.6 | 0477 19960922001639 43.42 -0.64 4.1 0.9 |
| 0223 19930717035053 43.42 -0.65 3.7 0.9 | 0478 19960926010630 43.41 -0.66 3.5 1.1 |
| 0226 19930729003012 43.42 -0.65 3.9 1.7 | 0484 19961016191259 43.42 -0.65 4.2 0.7 |
| 0248 19940223215300 43.43 -0.67 4.1 1.2 | 0487 19961028153803 43.42 -0.65 3.8 0.9 |
| 0263 19940629080819 43.41 -0.64 4.9 1.0 | 0495 19961204150510 43.41 -0.66 4.2 1.2 |
| 0272 19940826111430 43.42 -0.64 3.8 1.0 | 0510 19970117074237 43.41 -0.65 3.9 1.2 |
| 0280 19941108124438 43.42 -0.66 3.7 1.2 | 0511 19970117105355 43.41 -0.66 3.9 0.9 |
| 0281 19941201210158 43.41 -0.66 3.5 1.0 | 0512 19970118115626 43.42 -0.66 4.7 0.7 |
| 0283 19941205193321 43.42 -0.66 3.8 1.5 | 0517 19970220070914 43.41 -0.65 3.9 1.6 |
| 0295 19950320220626 43.41 -0.65 4.9 1.4 | 0522 19970317044056 43.42 -0.66 3.5 1.7 |
| 0321 19950817122330 43.42 -0.65 2.9 1.4 | 0531 19970415020345 43.42 -0.65 3.8 0.6 |
| 0330 19951018164800 43.42 -0.65 3.0 1.3 | 0532 19970418152220 43.42 -0.66 3.6 1.0 |
| 0339 19951209061037 43.42 -0.65 4.9 1.5 | 0533 19970419065036 43.42 -0.66 3.6 0.6 |
| 0345 19960103141215 43.41 -0.67 4.5 1.0 | 0536 19970428024836 43.41 -0.65 3.7 1.0 |
| 0391 19960224174946 43.42 -0.64 4.4 1.0 | 0538 19970504085036 43.42 -0.66 3.8 0.8 |
| 0395 19960312190915 43.41 -0.65 4.2 1.3 | 0540 19970521222145 43.43 -0.64 4.1 1.8 |
| 0396 19960312200922 43.41 -0.65 4.9 0.8 | 0545 19970608033028 43.42 -0.65 4.0 1.0 |
| 0404 19960407053324 43.42 -0.66 4.2 1.6 | 0554 19970712042125 43.42 -0.64 3.8 0.8 |
| 0405 19960409213105 43.41 -0.67 4.5 1.6 | 0558 19970730134412 43.42 -0.65 3.7 1.2 |
| 0416 19960528205349 43.42 -0.64 4.6 1.1 | 0570 19970901221327 43.42 -0.65 4.6 0.9 |
| 0443 19960816150944 43.41 -0.65 3.9 1.0 | 0576 19971013180113 43.41 -0.65 3.5 0.9 |
| 0444 19960821201329 43.42 -0.65 4.2 1.2 | 0577 19971015183915 43.41 -0.67 3.9 1.9 |

TAB. 7.2 – Les 82 évènements du cluster de puits (groupe 4) rentrés dans la classification : yyyyymmdd, hhmss : date de l'évènement ; LatN : latitude ; LonE : longitude ; ML : magnitude locale.

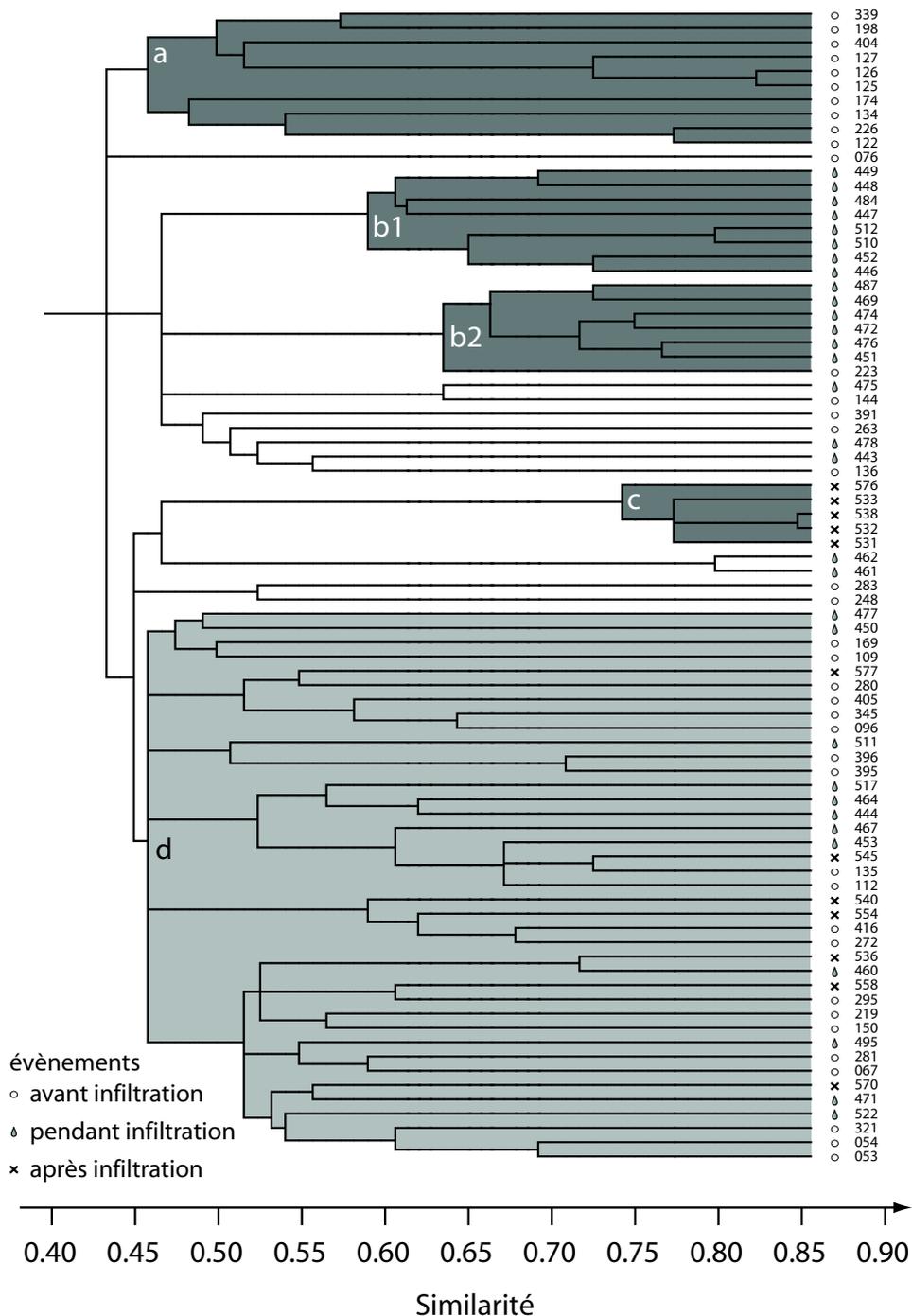


FIG. 7.6 – Classification en dendrogramme basée sur les cohérences calculées à partir des intercorrélations dans le domaine de Fourier des 82 événements de l'essai du groupe 4 (tableau 7.2) pour cinq stations (ART,CES,MON,OSM,USI) choisies pour leur stabilité ; les événements sont suffisamment peu nombreux pour être représentés par leur numéro d'occurrence (tableau 7.2) et un symbole est attribué en fonction de leur date d'occurrence ; les cercles représentent les événements qui se sont produits avant le collapse du puits ; les gouttes représentent les événements qui se sont produits pendant l'infiltration d'eau ; les croix représentent les événements qui se sont produits après l'infiltration ; les zonations gris clair représentent les familles de (relativement) haute cohérence (a, b1, b2, c) et la zonation gris foncé représente la famille des événements mal classés ou inclassables (d).

survenus beaucoup plus tardivement. La famille d est quant à elle totalement décorrélée du temps et semble constituée des évènements qui auraient eu lieu, quoi qu'il arrive.

Malgré la corrélation qui semble exister entre forme d'onde et la période de surpression de fluide, il est impossible d'interpréter cette variation de forme d'onde. Nous ne pouvons en effet pas distinguer si l'origine des familles b1-b2 est due à l'activation d'une nouvelle faille ou si c'est la signature de la surpression de fluide que nous avons détecté.

7.5.2 Dendrogramme par calcul de similarité dans le domaine des chirplets

Nous allons désormais calculer les similarités entre évènements à partir de la décomposition atomique en chirplets des sismogrammes. Le choix des évènements et des stations est équivalent au calcul précédent et les similarités ont été calculées selon l'équation 7.1. Le dendrogramme déduit de ces calcul est donné dans la figure 7.7.

De la même manière qu'avec le calcul de cohérence, quatre familles bien différenciées apparaissent et une famille de basse cohérence aussi. Bien que les évènements qui constituent ces familles ne soient pas absolument les mêmes que la classification précédente, les similitudes sont suffisantes pour que nous attribuons une terminologie identique aux familles. Nous obtenons la famille a', constituée de 9 évènements de la famille a (10 évènements). Les familles b1' et b2' sont constituées de 6 et 11 évènements des familles b1 (8 évènements) et b2 (7 évènements). Cette fois ci, seuls des évènements ayant eu lieu pendant l'afflux d'eau constituent les familles. La famille c' (5 évènements) est identique à la famille c. La famille d' est à nouveau la famille des inclassifiables. Que ce soit par les calculs de cohérence dans Fourier ou similarités par chirplets, la moitié des évènements reste totalement décorrélés du collapse du puits.

Cette classification par chirplets valide celle obtenue avec les calculs de cohérence et une corrélation existe entre afflux d'eau et forme d'onde. De plus, grâce à la décomposition en chirplets, nous avons à notre disposition une certaine forme de quantification de ces différences. Nous allons maintenant nous intéresser à la "description" (grâce aux chirplets) des formes d'ondes pour comprendre ce qui a induit une telle classification.

7.5.3 Caractéristiques des chirplets des différentes familles

Dans le but de décrire les caractéristiques des différentes familles (a', b1', b2' et c'), nous avons choisi de nous concentrer pour le moment sur une seule station. Nous avons choisi la station la plus proche et ayant enregistré le plus d'évènements. Après extraction des atomes principaux (critère d'arrêt à 90% de reconstruction) de chaque forme d'onde enregistrée à cette station, nous avons représenté dans des plans temps-fréquences tous les atomes de tous les évènements de chacune des familles (figure 7.8). La différence existant entre les séismes due à une surpression de fluide et les autres provient sans doute de variation de la rupture ou des paramètres physique de propagation dans les zones proches de la rupture. Le paramètre le plus à même de différencier des variation de type de source est le paramètre σ car il traduit d'une certaine manière la durée de celle-ci. La valeur du paramètre σ des atomes est représentée selon le niveau de gris. Ce stack par famille permet de mieux apprécier les caractéristiques à l'origine des différences de classification.

- La famille a' (figure 7.8a) est caractérisée par une distribution homogène de l'énergie pour toutes les différentes arrivées d'ondes ou paquets d'ondes. Le paramètre σ n'est pas particulièrement marqué par un comportement spécifique.

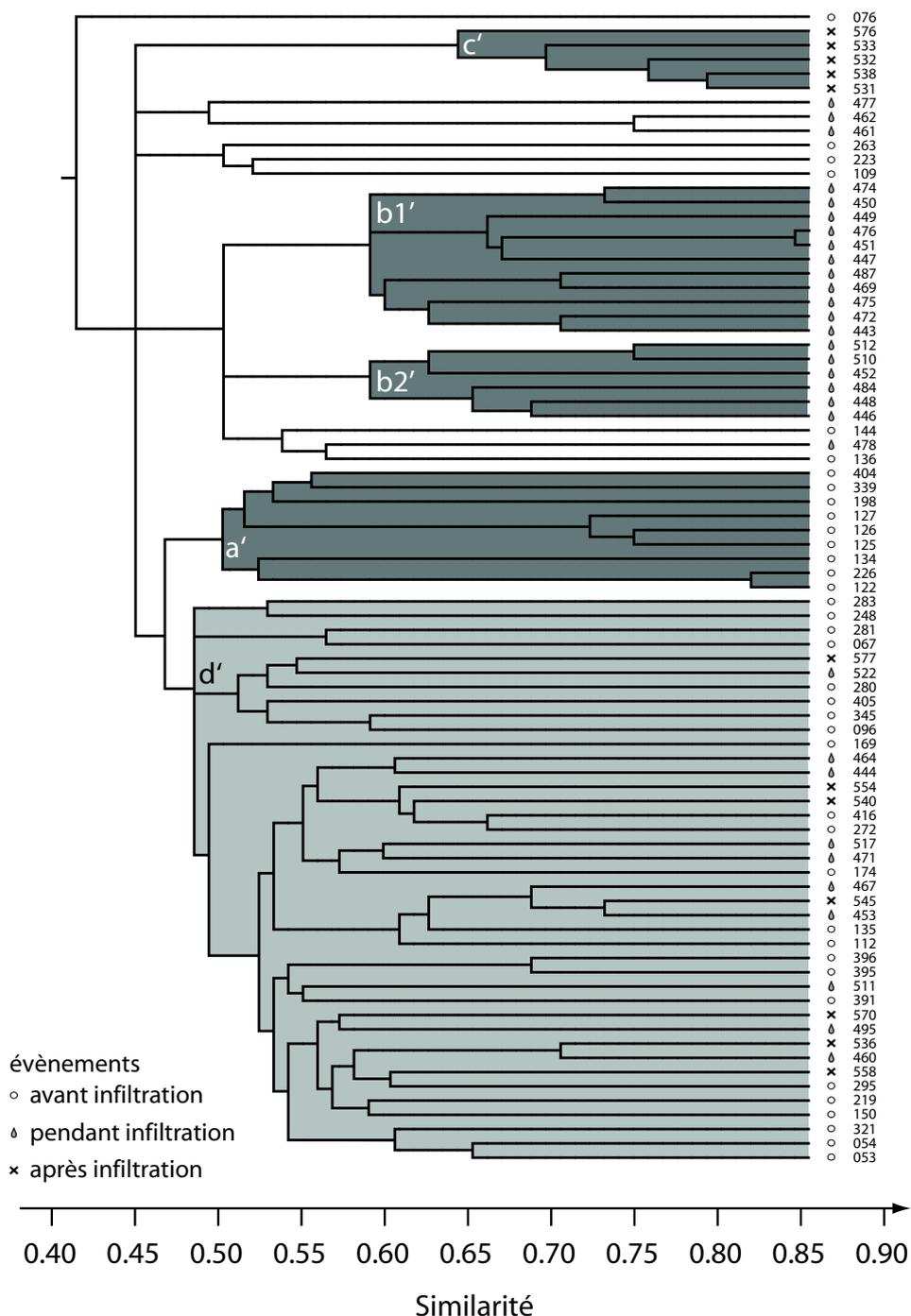


FIG. 7.7 – Classification en dendrogramme basée sur les similarité calculées sur les critères morphologiques des atomes des 82 évènements de l'essaim du groupe 4 (tableau 7.2) pour cinq stations (ART,CES,MON,OSM,USI) choisies pour leur stabilité ; les évènements sont représentés par leur numéro d'occurrence (tableau 7.2) et un symbole est attribué en fonction de leur date d'occurrence ; les cercles représentent les évènements qui se sont produits avant le collapse du puits ; les gouttes représentent les évènements qui se sont produits pendant l'infiltration d'eau ; les croix représentent les évènements qui se sont produits après l'infiltration ; les zonations gris clair représentent les familles de (relativement) haute cohérence (a, b1, b2, c) et la zonation gris foncé représente la famille des évènements mal classés ou inclassables (d).

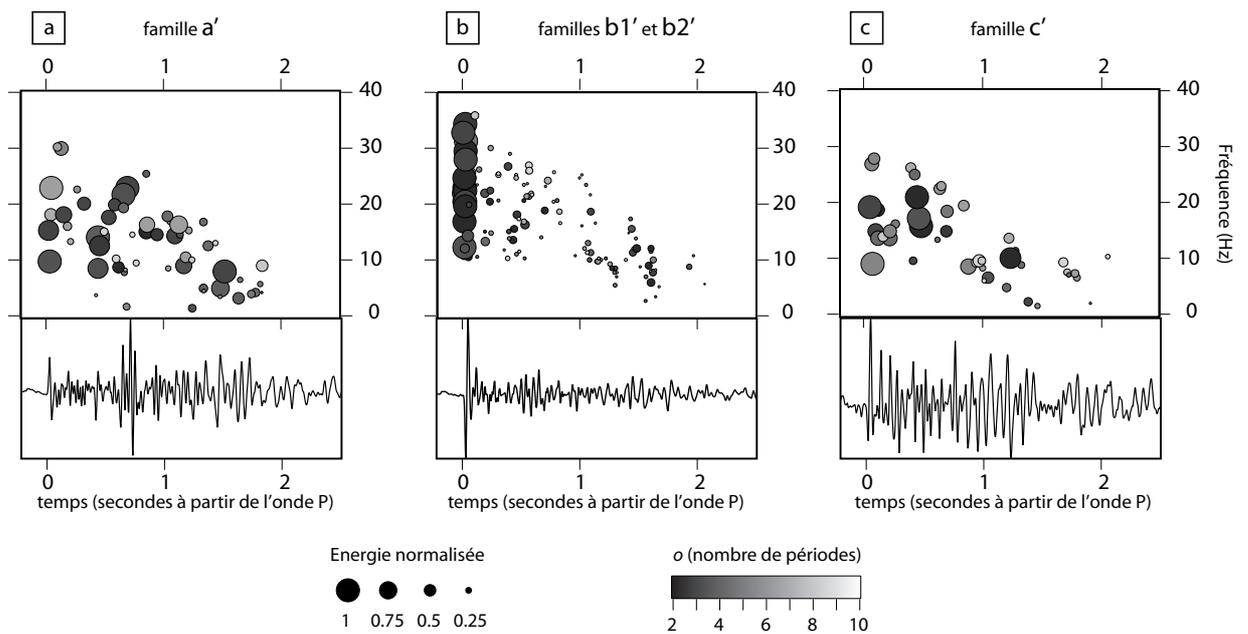


FIG. 7.8 – Somme sur un plan temps-fréquence des atomes des différentes familles du dendrogramme de la figure 7.7 et enregistrés sur la station USI uniquement ; (a) les 9 événements de la famille a' ; (b) les 17 événements des familles b1' et b2' ; (c) les 5 événements de la famille c' ; le nombre d'atomes par événement est déterminé par le critère d'arrêt de 90 % de reconstruction ; la surface des atomes est proportionnelle à leur énergie normalisée par événements (chaque meilleur atome d'un événement vaut 1.) ; les nuances de gris représentent la valeur du paramètre o_k de chacun des atomes ; un sismogramme stéréotype de chacune des familles est représenté sous chacun des plans temps-fréquence.

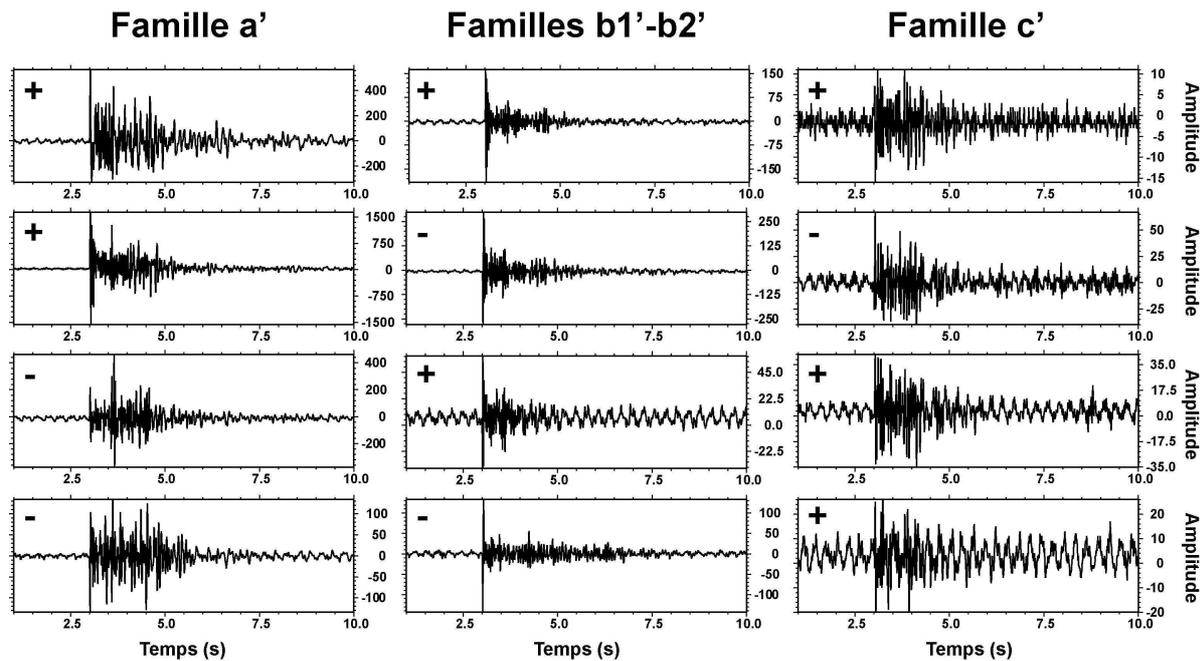


FIG. 7.9 – Exemples de sismogrammes enregistrés sur la station USI pour chacune des familles a', b1'-b2' et c'; les polarités sont reportées sur chacun des sismogrammes.

- Les familles b1' et b2' (figure 7.8b) déduites de la classification sont représentées ensemble. Leurs principales caractéristiques sont une première arrivée très énergétique, très haute fréquence et impulsive (paramètre ρ très faible), quelle que soit la polarité de l'onde (figure 7.9). Après cette première arrivée, le reste du signal est caractérisé par des atomes de faible énergie comparés à la première arrivée. Que ce soit l'onde S ou des ondes issues de réflexions ou réfractions, elles ne sont pas comparables à la première.

- La familles c' (figure 7.8c) semble assez similaire à la famille a', que ce soit en terme de distribution de l'énergie le long du signal ou bien dans la valeur du paramètre ρ .

Les familles b1' et b2' se différencient assez nettement des autres familles et nous pouvons désormais considérer les familles a' et c' comme étant "normales" (normales dans le sens saturé en gaz) et les familles b1' et b2' déclenchées par la surpression d'eau. À cause du comportement des familles b1' et b2' (presque toute l'énergie localisée sur l'onde P et une onde S quasi-inexistante), l'étude équivalente réalisée sur les composantes horizontales n'est pas significative. Bien que l'on puisse observer un comportement anormalique du rapport des énergies entre ondes P et ondes S, les différences observées ne sont pas du tout significative et ne sont ni fiables ni interprétables. Nous rappelons que les mécanismes aux foyers ne sont pas cohérents au sein de chacune des familles. De même, la figure 7.9 montre quelques exemples de sismogrammes enregistrés à la station USI pour chacune des familles ainsi que les polarités associées. De la même manière que les mécanismes aux foyer ont montré une hétérogénéité au sein de chaque famille, les polarités enregistrées sur USI montrent que la classification détectées par les chirplets n'est pas due à un mécanisme au foyer commun.

Le comportement anormalique des familles b1' et b2' apparaît fortement sur la station USI mais semble plus subtile sur les stations plus lointaines. La station LAG (seconde station la plus proche) n'a pas enregistrés suffisamment de signaux et les quelques rares enregistrements sont de très mauvaise qualité (sans doute dus à un défaut du capteur). La station MON (troisième station la plus proche) ne montre des différences entre les familles que pour

| <i>Station</i> \ <i>o-moyen</i> | <i>famille a'</i> | <i>famille b1'-b2'</i> | <i>famille c'</i> |
|-------------------------------------|-------------------|------------------------|-------------------|
| USI ($\Delta \sim 2.0\text{km}$) | 5.5 | 3.7 | 4.8 |
| MON ($\Delta \sim 1.7\text{km}$) | 5.6 | 4.9 | 7.8 |
| OSM ($\Delta \sim 5.8\text{km}$) | 6.2 | 4.8 | 5.6 |
| CES ($\Delta \sim 10.4\text{km}$) | 8.3 | 6.7 | 6.8 |

TAB. 7.3 – Moyenne du paramètre o pour les stations USI, MON, OSM et CES pour les familles a' , $b1'-b2'$, et c' ; le calcul de la moyenne d paramètre o est pondérée par l'énergie normalisée.

le paramètre o des différentes arrivées, les ondes hautes fréquences de la première arrivée semblant déjà être atténuées à cette distance. Plus les stations sont lointaines, plus les différences sont faibles et tendent à disparaître. Nous pouvons donc affirmer que la signature de la surpression de fluide est portée par les hautes fréquences des sismogrammes et que l'information est effacée (atténuée) pour les stations les plus lointaines. De plus, les caractéristiques géologiques de sub-surface peuvent être des filtres passe-bas puissants et effacer toute information susceptible d'être portée sur les hautes fréquences.

Nous avons représenté dans le tableau 7.3 les résultats intéressants selon les stations. Ce tableau rend compte de la moyenne du paramètre o des premiers atomes de chacune des familles pour les quatre plus proches stations représentatives (USI, MON, OSM, CES). Nous avons extrait les atomes pendant les 0.5 premières secondes après l'arrivée de l'onde P afin de se focaliser sur les premiers mouvements uniquement. Nous observons à chaque fois un comportement similaire. Les familles $b1'$ et $b2'$ (corrélées à la surpression d'eau) sont caractérisées par une moyenne du paramètre o beaucoup plus faible que les familles a' et c' . Les atomes de $b1'$ et $b2'$ sont en effet globalement d'une période plus courts que les atomes de a' et c' . Nous remarquerons tout de même que les mêmes résultats sont obtenus en utilisant tous les atomes du signal à la place des premiers seulement. Une représentation graphique de ces résultats et des exemples des sismogrammes types sont montrés dans la figure 7.10. Nous noterons que les variations observées grâce à la décomposition en chirplets sont indétectables à l'oeil dans le comportement global des formes d'ondes. En effet, la classification basée sur la valeur du paramètre o ne transparait pas de manière simple.

Notons qu'il n'existe pas de corrélation significative entre ce comportement (valeur de o plus faible pour les familles $b1'-b2'$) et les magnitudes. Bien que, comparativement au nombre de séismes, les magnitudes de la période d'injection soient plus faibles, les gammes de magnitude dans les deux cas reste comparables. C'est surtout l'absence de séismes de forte magnitudes qui induit cette stabilisation de l'énergie dissipée. Le reste de la gamme de magnitude, qui représente la grande majorité des évènements, est assez similaire (figure 5.9).

Deux raisons principales induisent un manque de significativité des paramètres q et e pour l'étude de ces sismogrammes particuliers. La significativité du paramètre q nécessite des valeurs importantes de o . En effet, une modulation de fréquence n'est significative que sur une durée suffisamment importante. Nous avons vu auparavant que pour l'étude des ondes de surface par exemple, la paramètre q est indispensable. D'un autre côté, le paramètre e n'est non plus réellement utilisable dans cette étude précise. En effet, la forme de l'enveloppe des premiers mouvements est révélatrice en grande partie du mécanisme au foyer. Il n'est pas possible d'observer des différences si nous avons un doute quand à l'influence des mécanismes. Or, ces évènements étant de faible magnitudes et enregistrés par un faible nombre de stations, peu de mécanismes ont été déterminés. Dans le principe, nous devons

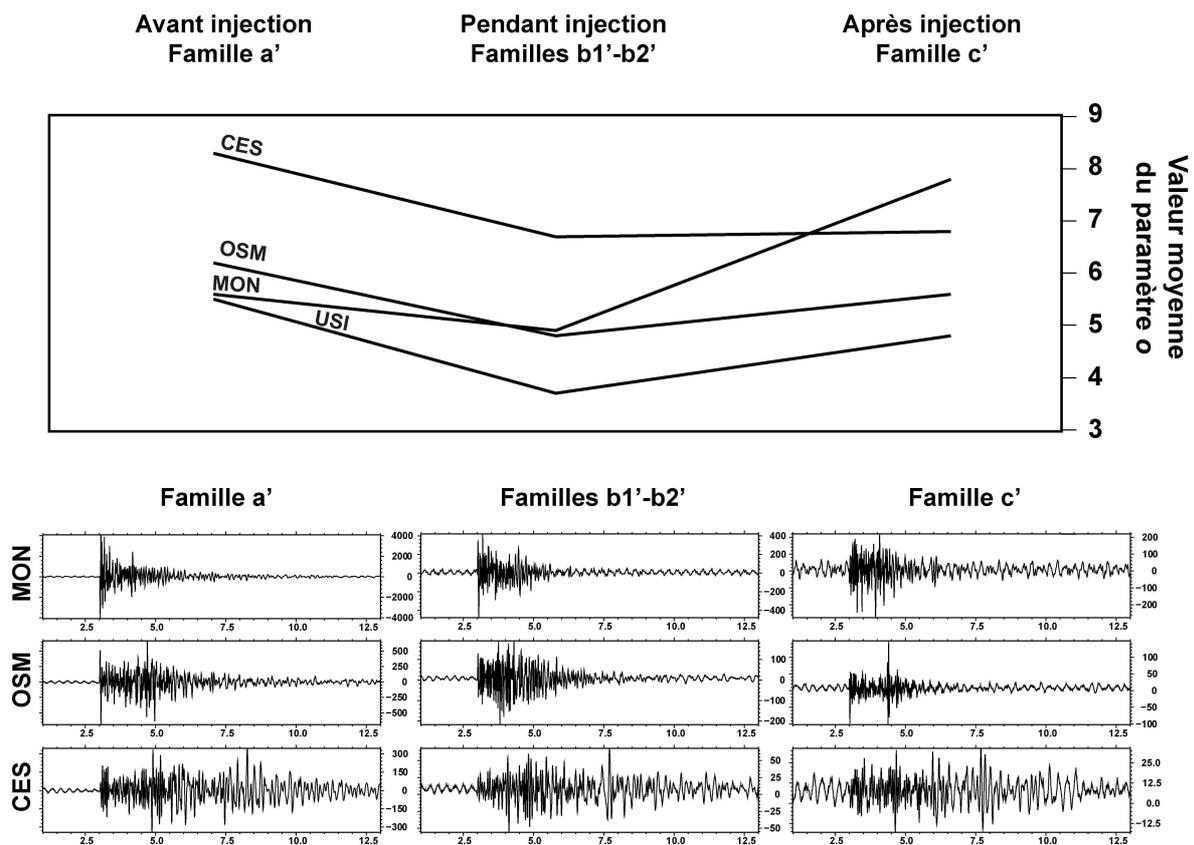


FIG. 7.10 – Représentation de la variation de la moyenne du paramètre o selon les périodes pour les stations MON, OSM et CES et exemples de sismogrammes typiques pour chacune de ces stations.

connaître les mécanismes au foyer et en tenir compte dans le cas d'une analyse comme celle-ci. De plus, le paramètre e nécessite lui aussi d'importantes valeurs de o pour être significatif et le paramètre e pourrait être mis à profit pour des études d'atténuation pour des ondes plus longues (o plus grand). Néanmoins, malgré la faible contribution de q et e pour l'étude de ces sismogrammes, nous devons noter qu'une bonne extraction atomique est impossible sans l'utilisation de ces paramètres. L'exploration de t , f et o uniquement ne permet pas d'obtenir des atomes précis et fiables.

Les événements ayant eu lieu pendant l'infiltration d'eau sont donc caractérisés par des paquets d'ondes plus courts que les autres. Cette différence dans la forme d'onde peut provenir de variation du comportement temporel de la source (source plus courte en temps) ou de variation des paramètres de propagation dans la zone de champ proche (atténuation due à la présence d'eau). Une modélisation numérique testant ces différentes hypothèses permettrait de lever l'ambiguïté. Cependant, compte tenu du modèle de vitesse, une modélisation précise de la zone de Lacq n'est pas possible à l'heure actuelle. Il serait donc intéressant de procéder à des modélisations dans des milieux théoriques, permettant de plus de tester l'efficacité de la décomposition en chirplets.

7.6 Classification de l'essaim sud (groupe 2)

Cette partie de notre travail tiens plus d'une étude de faisabilité ou plutôt d'un exemple du potentiel d'une décomposition en chirplets. Nous allons nous intéresser à l'essaim principal de la sismicité de Lacq (groupe 2 dans la classification de la figure 4.17). Nous rappelons qu'il s'agit d'un essaim important localisé près des deux puits injecteurs La102 et La109. Il ne nous est pas possible d'observer si il existe une corrélation temporelle entre injections et sismicité de la même manière qu'au niveau du cluster de puits. Les injections dans le puits La109 sont régulières et ont lieu tout au long de l'année depuis plusieurs années au moins. Bien que plus irrégulières (injections au mois de Janvier) les injections du puits La102 sont beaucoup moins importantes que dans le puits La109. Au delà d'observer une possible classification liée aux injections, nous voulons pratiquer une classification objective et regarder les corrélations éventuelles avec d'autres critères. Nous avons vu que cet essaim est spatialement plus large que les autres et bien qu'une sub-division soit envisageable, nous n'avons pas pu différencier de sous-amas nettement.

Une première analyse de cohérence dans Fourier sur les événements de cet essaim n'a pas donné de résultats notables. Au vue de l'extension de l'essaim, la classification s'est principalement focalisée sur les temps d'arrivée des ondes. En effet, avec des temps de trajets allant du simple au double entre les événements les plus distants, ce sont des différences de temps d'arrivée qui vont avant tout générer des sub-divisions. compte tenu de la distribution spatiale des événements, ce résultat était plutôt prévisible. Nous nous situons donc ici dans le cas idéal pour tester le potentiel des chirplets, c'est-à-dire au delà des limites des autres méthodes. Nous allons en effet essayer de pratiquer une classification en s'affranchissant en partie des phénomènes de propagation, c'est-à-dire en éliminant au mieux l'influence des attributs de temps et de fréquence des arrivées, plus révélateur de la propagation que tout autre phénomène. L'objectif à terme de telles études serait de pouvoir comparer entre eux des événements localisés sur des sites différents ou enregistrés sur des réseaux différents. Pour ceci nous allons effectuer des calculs de similarité spécifiques n'utilisant que les informations "morphologiques" de la formes d'ondes (o , q et e).

Pour ceci, nous allons attribuer un poids beaucoup moins important aux différences de

temps et fréquences des atomes afin d'éviter d'être biaisée par les différences de propagation. Dans ce calcul, seuls les critères morphologiques (o , q et e) sont utilisés : les poids w_p dans les calculs de similarité sont fixés à 0. pour les paramètres de temps et fréquence t et f . La figure 7.11 montre le dendrogramme obtenu à partir du calcul de similarité pour les stations USI, OSM et MON.

Cette classification nous a permis d'y distinguer 7 familles principales (A, B, C, D, E, F et G dans la figure 7.11). Les critères de génération sont subjectifs mais suivent les règles suivantes : une famille est constituée par un minimum de 8 évènements et l'embranchement qui génère la famille doit suivre le plus fort compromis entre haute similarité et taille de famille. Par comparaison avec différentes données complémentaires et par élimination, nous allons tenter de comprendre quelle est l'origine des ressemblances et différences de ces sept familles.

- Nous savons qu'il ne s'agit pas de multiplet car la cohérence de la base des familles est beaucoup trop basse (<0.5).

- Après comparaison avec les mécanismes au foyer et les polarités, nous en avons conclu qu'il ne s'agissait pas d'une classification sur les mécanismes au foyer.

- Afin d'éliminer un éventuel biais dû à la saturation en eau dépendante des précipitations et qui aurait pu générer cette classification, nous avons comparé les dates des différentes familles les plus proches spatialement. Il apparaît que les familles sont indépendantes du temps et que, lorsqu'un évènement s'est produit à une certaine date et a été rattaché à une famille, il existe presque toujours un autre évènement à une date proche et rattaché à une autre famille. Cette vérification semble donc éliminer l'hypothèse d'un biais saisonnier induit par la saturation en eau au niveau de la station.

- Nous avons représenté la localisation des différents évènements en carte et coupe avec un code couleur par rapport à leur famille (A, B, C, D, E, F et G). La localisation de ces séismes est donnée dans la figure 7.12. Bien qu'à cette échelle, l'incertitude de localisation soit importante par rapport aux différences que nous recherchons, nous observons assez nettement une corrélation entre la classification et la localisation au sein de l'amas du groupe 2. Nous voyons que l'extension spatiale de sous-amas (familles) est supérieure à l'éloignement entre deux sous-amas. Autrement dit, l'influence de la propagation sur la forme d'onde est moins influente qu'un autre facteur qui a engendré la différenciation et qui a été mis en avant par les critères morphologiques des chirplets. Par exemple, les deux séismes les plus éloignés de la famille A sont ressemblant d'un point de vue de forme d'onde, alors que des séismes spatialement très proches appartiennent à des familles différentes et se ressemblent moins d'un point de vue de forme d'onde. L'existence même de cette différenciation spatiale est un résultat intéressant qui prouve le potentiel des chirplets à s'affranchir, en partie, des attributs de propagation.

De la même manière que dans le cas précédant (section 7.5), nous avons essayé de distinguer une règle statistique quant à l'origine morphologique de la différenciation. Cependant, que ce soit sur les paramètres o , q ou e , aucune spécificité simple n'a été repérée. Ce sont les combinaisons des différents paramètres tout au long des sismogrammes qui sont légèrement différentes et qui ont permis la différenciation en famille.

Nous pouvons émettre certaines hypothèses quant à l'origine de cette différenciation. La forme d'onde semble corrélée à différents sous-amas de localisation légèrement différente, comme le montre la distribution spatiale des familles 7.12. Les différences qui existent entre ces sous-amas et qui ont généré les différences de formes d'ondes détectables avec les chirplets pourraient donc être reliées à des critères tels que la rhéologie des roches ou plus vrai-

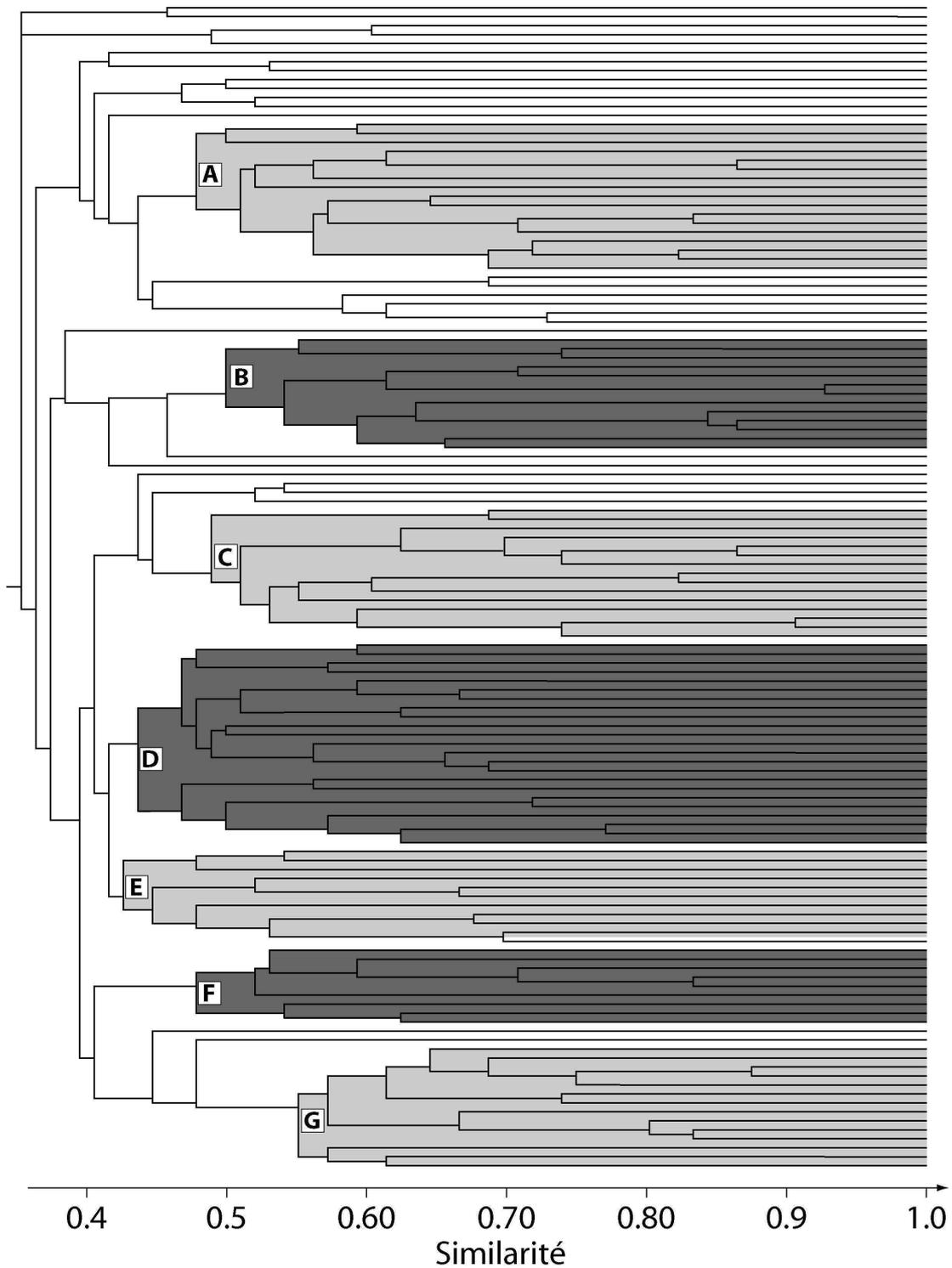


FIG. 7.11 – Représentation en dendrogramme de la classification en chirplets de l'essaim du groupe 2 (voir la classification de la figure 4.17). Sept familles ont été détectées (A, B, C, D, E, F et G) et sont représentées en gris clair ou foncé.

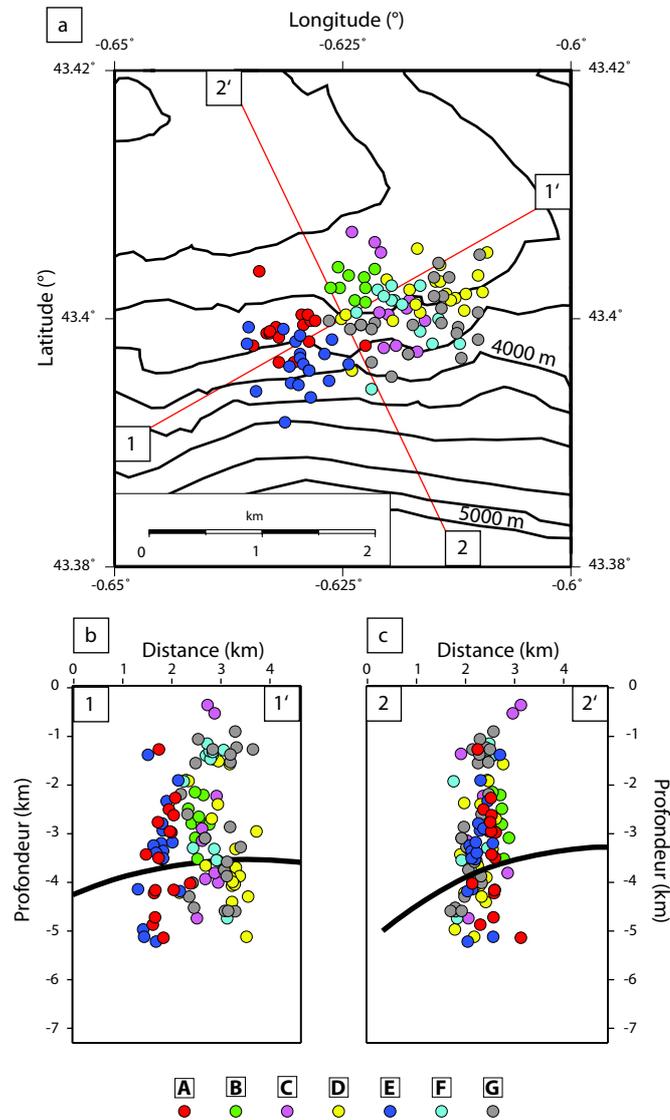


FIG. 7.12 – Localisations des évènements des 7 familles issues de la classification. (a) carte, (b) coupe 1-1' et (c) coupe 2-2'. Les sept familles sont représentées par sept couleurs.

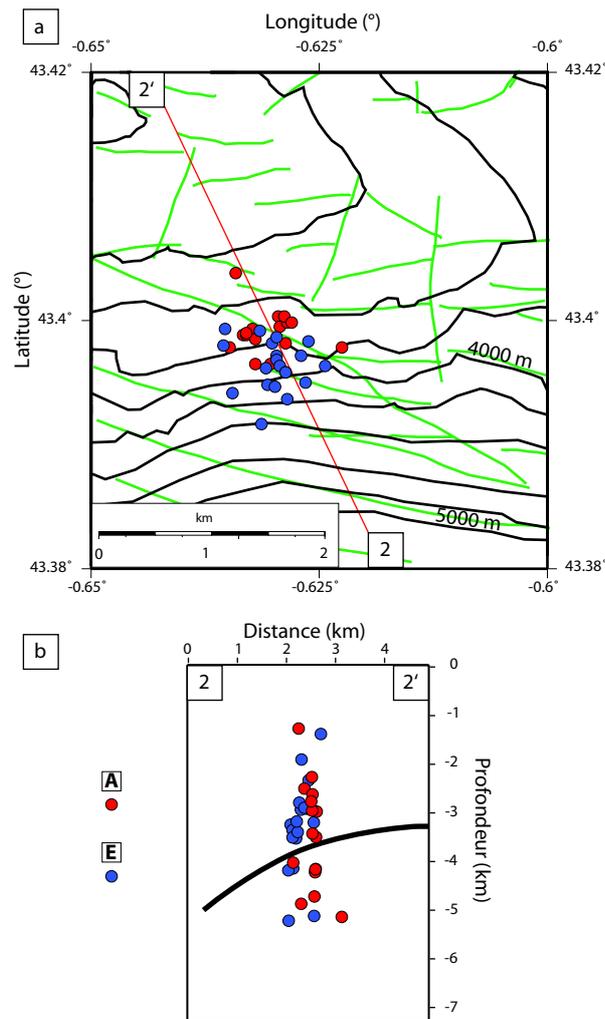


FIG. 7.13 – Localisation des événements des familles A et E. (a) carte et (b) coupe 22'. Les événements des familles A et B sont respectivement représentés en rouge et bleu. Les failles cartées en sismique sont représentées en cartes en vert.

semblablement le rattachement à différents accidents. C'est cette seconde hypothèse (failles) qui paraît effectivement la plus vraisemblable, car la plupart des sous-familles observées sont réparties sur différentes formations géologiques, et chacune des formations géologiques est recoupée par plusieurs sous-familles. Nous avons représenté dans la figure 7.13 la localisation des familles A et E. Nous y voyons que la distance horizontale entre ces deux familles correspond plus ou moins à la distance qui existe entre les failles cartées en sismique. Nous aurions, selon cette hypothèse, mis en avant l'appartenance de séismes à différentes failles. Les mécanismes aux foyers pour chacune de ces sous-familles sont hétérogènes et tendent à prouver qu'il n'est pas possible d'attribuer à chacune des failles un mécanisme type, générateur potentiel de différences de formes d'ondes. Cependant, les mécanismes aux foyers ne sont pas fiables et un approfondissement s'impose. Une seconde hypothèse serait que les variations de forme d'ondes soient dues à des différences de saturation en gaz ou en liquide selon les failles. En effet, ces accidents sont à proximité des puits injecteurs et le contenu fluide de ces failles est probablement différent. Une fois de plus, une étude approfondie s'impose et pourrait être associée aux études de l'impact des injections.

L'intérêt de cette partie du travail était de tester la potentialité des chirplets à observer des ressemblances ou des différences non-déTECTABLES par les autres méthodes. En effet, un calcul de cohérence classique ne permet pas d'obtenir de classification s'affranchissant de paramètres tels que la propagation. Nous avons, grâce aux chirplets, mis en avant une différenciation entre les événements d'un même essaim non sub-divisible auparavant. En effet, une différenciation spatiale est apparue et bien que non expliquée pour le moment, l'existence même de cette différenciation prouve que les calculs de similarité par chirplets permettent une analyse sur des critères morphologique uniquement. Ce résultat est très intéressant car il sous-entend que, si nous connaissons le critère à observer, nous pourrions comparer entre eux des séismes distants, tout en gardant la totalité de l'information. Il est donc indispensable de continuer cette phase d'apprentissage (sur différents sites) afin d'engranger le plus de connaissance possible sur les formes d'ondes types.

De même qu'il paraît indispensable d'apporter des éclaircissement sur cette classification non-expliquée, il serait intéressant de comparer nos résultats à ceux de méthodes plus spécialisées (apprentissage). En effet, les chirplets sont tout à fait aptes à mettre au point les classifications et faire des hypothèses sur les phénomènes physiques mis en jeu, ou tout du moins la zone du sismogramme à l'origine des différences, mais nécessite l'utilisation d'outils annexes pour caractériser physiquement ces différences. Cependant, après avoir localisé le type de différence (durée de la source par exemple) il serait intéressant d'utiliser la méthode la plus apte à caractériser ce paramètre de durée de source (paramètres de source en temps [Courboux et al., 1996a, Courboux et al., 1996b]) et ainsi orienter la classification.

Conclusions générales et perspectives

Nous avons décidé, dans cette étude, de suivre un fil conducteur dans les analyses de la sismicité de Lacq. Ce thème central était la relation et l'influence de multiples paramètres éventuels de la région sur la sismicité à proprement parlé. Nous avons pour objectifs d'observer l'influence sur la sismicité induite des failles préexistantes, de la déplétion (variable spatialement autant que temporellement), des injections, etc ... , puis de caractériser l'influence de ces paramètres sur la forme d'onde des sismogrammes. Nous allons brièvement faire la synthèse des principaux résultats de ce travail.

Pointé automatique des sismogrammes : Après un nettoyage complet de la base de données, nous avons réalisé un algorithme de pointé automatique combinant une version améliorée d'un pointé automatique déjà existant et un processus d'optimisation des paramètres de ce pointé automatique. L'algorithme initial que nous avons choisi et amélioré est un pointeur de qualité et adaptable à tous types de sismogrammes, mais dont la détermination de paramètres d'entrée permettant une bonne résolution est extrêmement complexe et laborieuse. Nous avons décidé de pratiquer une optimisation de ces paramètres grâce à un algorithme de Recuit Simulé évolué. En plus de permettre un pointé automatique d'une qualité quasi-comparable à un pointé manuel, nous avons mis au point une méthode qui permet d'attribuer à chaque sismogramme pointé un poids référant à la qualité du temps d'arrivée. Cette méthode de pointé automatique est désormais adaptable à tout autre jeu de données.

Localisation de la sismicité et détermination des mécanismes au foyer : Nous avons montré que l'essentiel de la sismicité était localisé dans et au dessus du réservoir, au niveau de failles préexistantes relativement importantes cartographiées grâce à l'analyse de la sismique 3D par TOTAL. Ces failles d'orientations WNW-ESE sont des plans de glissement préférentiel pour l'accommodation des contraintes selon un axe SSW-NNE, comme le suggère les études de modélisation analogique. À la place de déformations étendues selon l'axe WNW-ESE de la même manière que le gisement, la sismicité suit l'axe SSW et NNE, prouvant que la présence de failles d'orientations préférentielles est un facteur majeur quant à l'apparition de sismicité ressentie. Il apparaît donc que ce soit l'orientation idéale dans ces zones qui ait rendu les déformations sismiques, à l'inverse des zones WNW et ESE qui se déforment de manière asismique comme le prouvent les profils de nivellement.

Confrontation avec les informations du réservoir : L'étude de la variation spatio-temporelle de la sismicité et des mécanismes au foyer réalisée conjointement à l'interprétation des informations de production et réservoir a permis de (i) mettre à jour la zonation des zones fracturées et perméables, (ii) mettre en évidence un connexion avec les réserves de gaz au NNE, se traduisant par une déplétion/compaction et la sismicité associée, (iii) remettre en question les interprétations réalisées sur le comportement de la porosité et la perméabilité au

niveau des injections dans les puits La102 et La109 en émettant l'hypothèse d'un exutoire (sous le réservoir) pour les fluides injectés. Enfin, nous avons mis en évidence un essaim de sismicité induit par les surpressions de fluide causés par le collapse du puits La141.

Décomposition atomique en chirplets : Nous avons développé une méthodologie d'analyse complète des formes d'ondes par décomposition atomique en chirplets. Cette analyse se base sur la comparaison du signal et un dictionnaire de chirplets, fonctions d'analyse caractérisées par 7 attributs de construction (temps, fréquence, nombre d'oscillations, taux de modulation de fréquence global, type de modulation de fréquence, translation du sommet de l'enveloppe et longueur de plateau). Grâce à un algorithme de type Matching Pursuit, nous pratiquons une séparation d'onde en déterminant de manière itérative les meilleurs atomes, c'est-à-dire les chirplets ayant montré la plus grande ressemblance avec le signal. À chaque itération, ce meilleur atome (7 paramètres de construction + module et phase) est soustrait au signal. La décomposition résultante est qu'un signal est résumé à une somme de chirplets à 9 attributs physiques, quantitatifs et descriptifs. Cette méthodologie nous paraît être en soi une importante contribution au traitement du signal et les applications potentielles sont très nombreuses. Dans notre travail sur Lacq, l'utilisation des chirplets dans l'analyse des sismogrammes offre une caractérisation accrue des différentes arrivées. Il est possible de comparer entre elles des ondes séparées du reste du signal et décrites par quelques critères objectifs seulement.

Classification (dendrogramme) et caractérisation à partir de la décomposition en chirplets : Comme la décomposition en chirplets offre une description poussée mais simple des différentes arrivées d'un signal, nous pouvons pratiquer des calculs de similarité entre événements. De la même manière qu'en pratiquant des intercorrélations dans le domaine de Fourier, nous obtenons une matrice de similarité (ou cohérence) difficile à interpréter. Pour représenter cette masse importante d'informations, nous avons choisi d'utiliser le dendrogramme. Utilisé en généalogie et en génétique, ce mode de représentation permet d'observer l'arborescence des relations de similarité entre événements. De cette manière, nous pouvons procéder à une classification et à une différenciation en plusieurs familles d'un groupe d'événements.

L'un des résultats les plus fondamentaux de cette thèse a été la différenciation d'après la forme d'onde des événements ayant eu lieu avant, pendant et après la surpression d'eau générée par le collapse du puits La141. En plus de permettre cette classification, la décomposition en chirplets a montré la tendance particulière de ces événements, à savoir un sismogramme caractérisé par une onde P plus courte et impulsive sur une station au moins et des ondes plus courtes (moins d'oscillations = source plus courte en temps) visibles sur toutes les stations proches.

Un second résultat a été la classification réalisée sur l'essaim principal de séismes de Lacq. Nous avons pratiqué une classification assez lâche sur les attributs de temps de propagation des ondes. La conséquence est que nous avons pu comparer entre eux des événements dont les distances hypocentre-station pouvaient varier du simple au double, de la même manière qu'une détermination des paramètres de source s'affranchit de la propagation. Le résultat intéressant est que nous avons réussi à mettre en avant une classification corrélée à la localisation des événements dans cet essaim. Par élimination, nous pensons avoir permis une classification attribuable à différents accidents ou zone de fractures. En effet, les différences de formes d'ondes ne provenant pas de la propagation, nous pouvons penser que ce sont des attributs rhéologiques qui ont permis cette différenciation. Malheureusement, nous n'avons

pas pour le moment distingué de règle simple, en terme d'atomes de chirplets, quand aux ressemblances et différences de formes d'ondes enregistrées.

Perspectives concernant les chirplets : Nous avons réussi à générer quelques classifications en aveugle. Ce travail d'apprentissage doit être continué et complété sur d'autres gisements ou autres sites de sismicité induite si nous désirons augmenter la base de données d'influences sur la forme d'onde. Il devient par ailleurs nécessaire de comparer les classifications établies grâce aux chirplets à des méthodes plus spécialisées. En effet, si il est possible de savoir quelle forme prend l'influence de tel ou tel paramètre sur la forme d'onde, l'utilisation d'une méthode spécialisée dans l'analyse de ce paramètre permettra de vérifier les hypothèses, tout en améliorant l'interprétation que nous pouvons faire avec les chirplets.

Une évolution indispensable et urgente de l'utilisation des chirplets est la mise au point d'une méthode de décomposition combinée à un traitement en antenne. En effet, si nous rajoutons à une décomposition atomique en chirplets une information sur la propagation, il deviendra sans doute possible de (i) séparer encore mieux les ondes et lever l'ambiguïté due à la non-unicité des décompositions, voire (ii) d'attribuer un nom à chacune de ces ondes. C'est-à-dire qu'il sera possible de réellement décomposer le signal en tant qu'arrivées d'ondes sismologiques et plus seulement des paquets d'ondes, ce qui serait très utile pour les applications d'imagerie et de tomographie.

L'utilisation de la décomposition en chirplets est un filtrage puissant, dont l'utilisation en sismique ou en radar permettrait une amélioration importante de la qualité de l'imagerie et de la détermination des interfaces. En effet, grâce à une sélection des atomes désirés, la décomposition en chirplets suivie d'une reconstruction des atomes désirés uniquement permet le filtrage de toutes les ondes indésirables et autres bruits.

Combinée à son pouvoir de compression et caractérisation, il est possible de concevoir des algorithmes de stack et de migration élaborés et extrêmement rapides. La conséquence principale serait une augmentation importante du nombre d'itérations pour la création du modèle de vitesse et donc une imagerie de meilleure qualité.

Une avancée importante pour la localisation de sismicité de Lacq est possible grâce au pointé des ondes S sur la base de données des capteurs 1 composante (IPGS et LGIT). Grâce à l'extraction des atomes, il est possible de séparer les différentes ondes. Nous pouvons ainsi détecter et séparer l'arrivée de l'onde S sur la composante verticale d'un sismogramme, auparavant interférée et masquée.

Perspectives concernant l'étude de la sismicité de Lacq : Plusieurs études concernant la sismicité de Lacq sont encore à mener afin d'améliorer notre connaissance de la déformation et de ces impacts.

Tout d'abord, l'analyse de la sismicité actuelle et à venir enregistrée sur les réseaux MIGP et Magnitude sera un apport considérable sur la connaissance de l'évolution spatio-temporelle de la sismicité mise en avant dans nos travaux. Bien qu'une lacune importante d'enregistrement existe entre les deux période de surveillance, il sera possible de mettre à jour la connaissance de la déformation du réservoir. De plus, les enregistrements actuels étant des capteurs 3 composantes, des analyses de fracturation par étude de l'anisotropie seront réalisables, mais nécessiteront plusieurs années de surveillance avant de donner des résultats.

La localisation des séismes traitée dans cette thèse pourrait être grandement améliorée avec le pointé des ondes S sur la composante verticale grâce à la décomposition en chirplets.

En combinant ces pointés avec un modèle de vitesse d'ondes S élaboré, nous pourrions mieux cerner les structures mises en jeu et lever toutes les incertitudes actuelles.

Il serait de même intéressant de déterminer les paramètres de source des séismes de Lacq pour les confronter aux interprétations faites des analyses en chirplets et plus particulièrement sur les séismes déclenchés par surpressions de liquide au niveau du puits La 141. De la même manière, il serait sans doute intéressant de regarder si une amélioration de la détermination des mécanismes au foyer est possible et si une inversion de tenseurs de contraintes par zones est réalisable. De cette manière, nous pourrions confirmer ou infirmer certaines des hypothèses que nous avons posées.

Ensuite, la confrontation entre sismicité en données extérieures semble être une voie à poursuivre. La sismique 3D est en cours de retraitement et sera disponible à la fin de l'année 2005. L'étude de la relation entre failles et séismes que nous n'avons pu réaliser sera alors possible. De même, des modélisations dans Éclipse (modèle réservoir) pourraient apporter des réponses aux questions que nous avons soulevé dans cette thèse sur un exutoire possible pour les injections. Enfin, un nouveau profil de nivellement, des analyses d'interférométrie RADAR ou même des stations GPS fixes serait un apport très intéressant dans notre démarche de compréhension de la déformation.

La dernière perspective de travail importante serait la confrontation de nos interprétations avec d'autres gisements sismogènes. Le gisement d'Ekofisk reste un analogue intéressant, car les phénomènes mis en jeu sont très similaires (déplétion, injections). Cependant, peu de gisements sont instrumentés, surtout sur de si longues périodes. Il sera donc nécessaire d'attendre que des jeux de données complets ressortent d'études extérieures.

Bibliographie

- [Allen, 1978] Allen, R. (1978). Automatic earthquake recognition and timing from single traces. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 68 :1521–1532.
- [Baraniuk and Jones, 1993] Baraniuk, R. and Jones, D. (1993). Shear madness : New orthonormal bases and frames using chirp functions. *IEEE Trans. Signal Process. Special Issue on Wavelets*, 41 :543–3548.
- [Baranova et al., 1999] Baranova, V., Mustaqeem, A., and Bell, S. (1999). A model for induced seismicity caused by hydrocarbon production in the western Canada sedimentary basin. *Can. J. Earth Sci.*, 36(1) :47–64.
- [Baratin-Lanneau, 2002] Baratin-Lanneau, M. (2002). Lacq Profond - France. Reprise en 2002 du modèle de simulation numérique. *rapport interne Total-Fina-Elf*.
- [Bell et al., 1992] Bell, J., Caillet, G., and Marrec, A. L. (1992). The present-day stress regime of the southwestern part of the Aquitaine basin, France, as indicated by oil well data. *Journal of Structural Geology*, 14-8/9 :1019–1032.
- [Bourouis, 2004] Bourouis, S. (2004). *Sismicité induite et comportement mécanique d'un massif granitique fracturé par injection d'eau*. PhD thesis, Institut de Physique du Globe de Paris.
- [Boyer, 1996] Boyer, E. (1996). Sismicité induite et production pétrolière. *Mémoire de diplôme d'ingénieur*, Université Joseph Fourier - Grenoble I.
- [Chen, 2005] Chen, P. (2005). A unified methodology for seismic waveform analysis and inversion. *phd-thesis*, University of Southern California.
- [Choukroune, 1992] Choukroune, P. (1992). Tectonic evolution of the Pyrénées. *Annu. Rev Earth Planet Science*, 67 :48–64.
- [Cornet and Jianmin, 1995] Cornet, F. and Jianmin, Y. (1995). Analysis of induced seismicity for stress field determination. *PAGEOPH*, 145 :677–700.
- [Courboux et al., 1996a] Courboux, F., Virieux, J., Deschamps, A., Gibert, D., and Zollo, A. (1996a). Source investigation of small events using empirical Green functions and simulated annealing. *Geophys. J. Int.*, 125 :768–780.
- [Courboux et al., 1996b] Courboux, F., Virieux, J., and Gibert, D. (1996b). On the use of cross-validation theory and simulated annealing for deconvolution. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 86 :1187–1193.
- [Daubechies, 1992] Daubechies, I. (1992). Ten lectures on wavelets. *Soc. Ind. and Appl. Math.*, Philadelphia :357.
- [do Nascimento et al., 2005] do Nascimento, A. F., Lunn, R. J., and Cowie, P. A. (2005). Modeling the heterogeneous hydraulic properties of faults using constraints from reservoir-induced seismicity. *J. Geophys. Res.*, 110 :B09201.

- [Earle and Shearer, 1994] Earle, P. and Shearer, P. (1994). Characterization of global seismograms using an automatic-picking algorithm. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84 :366–376.
- [Fabre et al., 1991] Fabre, D., Grasso, J., and Orenco, Y. (1991). Mechanical behaviour of deep rock core sample from seismically active gas field. *PAGEOPH*, 137-3 :201–219.
- [Farnell and Adler, 1972] Farnell, G. W. and Adler, E. L. (1972). Elastic wave propagation in thin layers. *Physical Acoustics*, IX.
- [Feignier, 1991] Feignier, B. (1991). How geology can influence scaling relations. *Tectonophysics*, 197 :41–53.
- [Feignier and Grasso, 1990] Feignier, B. and Grasso, J. (1990). Seismicity induced by gas production : I. Correlation of focal mechanisms and dome structure. *PAGEOPH*, 134-3 :405–426.
- [Feignier and Grasso, 1991] Feignier, B. and Grasso, J. (1991). Relation between seismic source parameters and mechanical properties of rocks : a case study. *PAGEOPH*, 137-3 :175–199.
- [Ferdinand and Arvidsson, 2002] Ferdinand, R. and Arvidsson, R. (2002). The determination of source mechanisms of small earthquakes and revised models of local crustal structure by moment tensor inversion. *Geophys. J. Int.*, 151 :221–234.
- [Flandrin, 1998] Flandrin, P. (1998). *Temps-Fréquence. 2e édition revue et corrigée*. Hermes.
- [Foti, 2000] Foti, S. (2000). *Multistation methods for geotechnical characterization using surface waves*. PhD thesis, Politecnico di Torino.
- [Gaillot, 2000] Gaillot, P. (2000). *Ondelettes continues en sciences de la Terre - Méthodes et applications*. PhD thesis, Université de Toulouse III.
- [Gee and Jordan, 1992] Gee, L. and Jordan, T. (1992). Generalized seismological data functionals. *Geophys. J. Int.*, 111 :363–390.
- [Got et al., 1994] Got, J.-L., Fréchet, J., and Klein, F. W. (1994). Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea. *J. Geophys. Res.*, 99 :15375–15386.
- [Grasso, 1992] Grasso, J. (1992). Mechanics of seismic instabilities induced by the recovery of hydrocarbons. *PAGEOPH*, 139-3/4 :507–534.
- [Grasso and Feignier, 1990] Grasso, J. and Feignier, B. (1990). Seismicity induced by gas production : II. Lithology correlated events, induced stresses and deformation. *PAGEOPH*, 134-3 :427–450.
- [Grasso et al., 1985] Grasso, J., Vialon, P., and Fabre, D. (1985). Étude géomécanique de la sismicité de la région de Lacq. *rapport interne IRIGM-SNEA*, 1-2 :400.
- [Grasso and Wittlinger, 1990] Grasso, J. and Wittlinger, G. (1990). Ten years of seismic monitoring over a gas field. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80 :450–473.
- [Gribonval, 2001] Gribonval, R. (2001). Fast matching pursuit with a multi-scale dictionary of Gaussian chirps. *IEEE Trans. Signal Process.*, 49 :994–1001.
- [Guha, 2000] Guha, S. (2000). *Induced Earthquakes*. Kluwer academic publisher.
- [Gupta, 2002] Gupta, H. (2002). A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna, India. *Earth-Science Reviews*, 58 :279–310.

- [Guyoton et al., 1992] Guyoton, F., Grasso, J., and Volant, P. (1992). Interrelation between induced seismic instabilities and complex geological structure. *Geophys. Res. Lett.*, 19 :705–708.
- [Habibagahi, 1998] Habibagahi, G. (1998). Reservoir induced earthquakes analyzed via radial basis function networks. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 17 :53–56.
- [Hainzl and Ogata, 2005] Hainzl, S. and Ogata, Y. (2005). Detecting fluid signals in seismicity data through statistical earthquake modeling. *J. Geophys. Res.*, 110.
- [Healy et al., 1968] Healy, J., Rubey, W., Griggs, D., and Raleigh, C. (1968). The Denver earthquakes. *Science.*, 161 :1301.
- [Horner. et al., 1994] Horner., R., Barclay, J., and MacRae, J. M. (1994). Earthquakes and hydrocarbon production in the Fort St. John area of Northeastern British Columbia. *Jour. Explor. Geophysics*, 39.
- [Issartel et al., 2005a] Issartel, J., Marin, L., Bardainne, T., Gaillot, P., and Cadopi, M. (2005a). *A New Method for Studying Non-Stationary Signals in Human Movement : The Cross-Wavelet Transform In Studies in Perception and Action VIII*. Mahwah, NJ : Lawrence Erlbaum Associates.
- [Issartel et al., 2005b] Issartel, J., Marin, L., Gaillot, P., Bardainne, T., and Cadopi, M. (2005b). A practical guide on time-frequency analysis to study human motor behavior : The contribution of wavelet transform. *Journal of Motor Behavior*, in press.
- [Ji et al., 2002] Ji, C., Wald, D., and Helmberger, D. (2002). Source description of the 1999 Hector mine, California, earthquake, part I : Wavelet domain inversion theory and resolution analysis. *Bull Seism. Soc. Am.*, 92(4) :1192–1207.
- [Kendall et al., 2005] Kendall, J., Al-Anboori, A., Caddick, J., and Teanby, N. (2005). Microseismic monitoring and seismic anisotropy in oilfield. *Eos. Trans. AGU*, 86(18) :S34A–06.
- [Kirkpatrick et al., 1983] Kirkpatrick, S., Gelatt, C., and Vecchi, M. (1983). Optimization by simulated annealing. *Science*, 220, 4598 :671–680.
- [Klarica et al., 2001] Klarica, S., Hervouët, Y., and Bauer, J. (2001). Karst et extensions gravitaires d'altitude : le massif du Jaout (Pyrénées occidentales - France). *Geologica Belgica*, 4/3-4 :213–229.
- [Komatitsch et al., 2004] Komatitsch, D., Qinya, L., Tromp, J., Süss, P., Stidham, C., and Shaw, J. H. (2004). Simulations of ground motion in the Los Angeles basin based upon the spectral-element method. *Bull Seism. Soc. Am.*, 94 :187–206.
- [Lahaie et al., 1998] Lahaie, F., Boyer, E., Grasso, J., and Fourmaintraux, D. (1998). Production as a tool to control the efficiency of reservoir fracturing : The Lacq case-study. *Soc. of Petr. Eng.*, 47318 :501–508.
- [Lahaie and Grasso, 1999] Lahaie, F. and Grasso, J. (1999). Loading rate impact on fracturing pattern : Lessons from hydrocarbon recovery, Lacq gas field. *J. Geophys. Res.*, 104 :17941–17954.
- [Lee and Lahr, 1975] Lee, W. and Lahr, J. (1975). HYPO71 (revised) : A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. *U.S. Geological Survey Open-File Report*, 75-31 :116p.
- [Lomax et al., 2000] Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., and Berge, C. (2000). Probabilistic earthquake location in 3d and layered models : Introduction of a Metropolis-Gibbs method

- and comparison with linear locations. *Advances in Seismic Event Location* Thurbe, C.H., and N. Rabinowitz (eds.), Kluwer, Amsterdam, :101–134.
- [Lomax et al., 2001] Lomax, A., Zollo, A., Capuano, P., and Virieux, J. (2001). Precise, absolute earthquake location under Somma-Vesuvius volcano using a new 3d velocity model. *Geophys. J. Int.*, 146 :313–331.
- [Mallat and Zhang, 93] Mallat, S. and Zhang, Z. (93). Matching pursuit with time-frequency dictionaries. *IEEE Trans. Signal Process.*, 41 :3397–3415.
- [Mann and Haykin, 1992] Mann, S. and Haykin, S. (1992). Adaptive chirplet transform, an adaptive generalization of the wavelet transform. *Optical Engineering*, 31 :1243–1256.
- [Mann and Haykin, 1995] Mann, S. and Haykin, S. (1995). The chirplet transform : Physical considerations. *IEEE Trans. Signal Process.*, 43 :2745–2761.
- [Massonat and Rolando, 1997] Massonat, G. and Rolando, J. (1997). Caractérisation et modélisation d'un phénomène inattendu : l'augmentation de la perméabilité au cours de l'exploitation d'un réservoir fissuré (Lacq profond, France). *Elf Exploration Production*, 21-2 :347–363.
- [Maury, 1997] Maury, V. (1997). Effets de la décompression du champ de Lacq. Point récapitulatif à fin 1989 sur l'activité sismique et l'affaissement. *Elf Exploration Production*, 21-2 :304–332.
- [Maury, 2005a] Maury, V. (2005a). Compaction et subsidence, d'après Piau, École d'été de poromécanique 1994. *communication personnelle*.
- [Maury, 2005b] Maury, V. (2005b). Suppression de fluides. *communication personnelle*.
- [Maury et al., 1992] Maury, V., Grasso, J., and Wittlinger, G. (1992). The role of passive microseismic monitoring in the instrumental oil field. *Engineering Geology*, 32 :123–135.
- [Maxwell and Urbancic, 2001] Maxwell, S. and Urbancic, T. (2001). The role of passive microseismic monitoring in the instrumented oil field. *The Leading Edge*.
- [Metropolis et al., 1953] Metropolis, N., Rosenbluth, A., Rosenbluth, M., Teller, A., and Teller, E. (1953). Equation of state calculations by fast computing machines. *J. Chem. Phys.*, 1 :1087–1092.
- [Minakami, 1960] Minakami, T. (1960). Fundamental research for predicting volcanic eruptions part I. Earthquakes and crustal deformations originating from volcanic activities. *Bull. Earthquake Res. Ins.*, 38 :497–544.
- [Minakami, 1974] Minakami, T. (1974). Seismology of volcanoes in Japan. *Physical Volcanology*, Amsterdam :pp. 1–27.
- [Moen-Maurel, 2005] Moen-Maurel, L. (2005). Interprétation structurale et histoire des formations. *Communication personnelle*.
- [Morizot, 2003] Morizot, H. (2003). Incertitudes et erreurs de la sismique de Lacq. *communication personnelle*.
- [Morlet et al., 1982a] Morlet, J., Arens, G., Fourgeau, E., and Girard, D. (1982a). Wave propagation and sampling theory I. Complex signal and scattering in multilayered media. *Geophysics*, 47 :203–221.
- [Morlet et al., 1982b] Morlet, J., Arens, G., Fourgeau, E., and Girard, D. (1982b). Wave propagation and sampling theory II. Sampling theory and complex waves. *Geophysics*, 47 :222–236.

- [Odonne et al., 1997] Odonne, F., Menard, I., Massonat, G., and Rolando, J. (1997). Modélisation analogique de failles inverses à fort pendage formées par l'exploitation d'un gisement de gaz. application des premiers résultats au gisement de Lacq. *Elf Exploration Production*, 21-2 :337–346.
- [Odonne et al., 1999] Odonne, F., Menard, I., Massonat, G., and Rolando, J. (1999). Abnormal reverse faulting above a depleting reservoir. *Geology*, 27-2 :111–114.
- [Ottemöller et al., 2005] Ottemöller, L., Nielsen, H., Atakan, K., Braunmiller, J., and Havskov, J. (2005). The 7 may 2001 induced seismic event in the Ekofisk oil field, North Sea. *J. Geophys. Res.*, 110 :B10301.
- [Poupinet et al., 1984] Poupinet, G., Ellsworth, W. L., and Fréchet, J. (1984). Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets : An application to the Calaveras fault, California. *J. Geophys. Res.*, 89 :5719–5713.
- [Press et al., 1992] Press, W., Teukolsky, S., Vetterling, W., and Flannery, B. (1992). Numerical recipes in c - The art of scientific computing- Second edition. *Cambridge University Press*, page 995 pp.
- [Raleigh et al., 1976] Raleigh, C., Healy, J., and Bredehoeft, J. (1976). An experiment in earthquake control at Rangely, Colorado. *Science*, 191 :1230–1237.
- [Raucoules et al., 2003] Raucoules, D., Maisons, C., Carnec, C., Mouelic, S. L., King, C., and Hosford, S. (2003). Monitoring of slow ground deformation by ERS radar interferometry on the Vauvert salt mine (France). *Remote Sensing of Environnement*, 88-4 :468–478.
- [Reasenber and Oppenheimer, 1985] Reasenber, P. A. and Oppenheimer, D. (1985). FP-FIT, FPLOT and FPPAGE : Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault plane solutions. *U.S.G.S. Open-File Report*, 85-739 :109.
- [Rivera and Cisternas, 1990] Rivera, L. and Cisternas, A. (1990). Stress tensor and fault plane solutions for populations of earthquakes. *Bull Seism. Soc. Am.*, 80 :600–614.
- [Roecker, 1982] Roecker, S. (1982). Velocity structure of the Pamir-Hindu Kush region : possible evidence of subducted crust. *J. Geophys. Res.*, 87 :945–959.
- [Rutledge et al., 1998] Rutledge, J., Phillips, W., and Schuessler, B. (1998). Reservoir characterization using oil-production-induced seismicity, Clinton County Kentucky. *Tectonophysics*, 289 :129–152.
- [Savin, 1994] Savin, C. (1994). Relocalisation des séismes de la région de Lacq grâce à un nouveau modèle de vitesse 3d. *Mémoire de Magistère des sciences de la Terre*, Université Joseph Fourier, Grenoble I :58 pp.
- [Segall, 1989] Segall, P. (1989). Earthquakes triggered by fluid extraction. *geology*, 17 :942–946.
- [Segall, 1992] Segall, P. (1992). Induced stresses due to fluid extraction from axisymmetric reservoirs. *PAGEOPH*, 139-3/4 :535–560.
- [Segall et al., 1994] Segall, P., Grasso, J., and Mossop, A. (1994). Poroelastic stressing and induced seismicity near the Lacq gas field, southwestern France. *J. Geophys. Res.*, 15 :423–438.
- [Sherburn et al., 1998] Sherburn, S., Scott, B., Nishi, Y., and Sugihara, M. (1998). Seismicity at White Island volcano, New Zealand : a revised classification and inferences about source mechanism. *J. of Volc. and Geoth. Res.*, 83 :287–312.

- [Tadokoro et al., 2000] Tadokoro, K., Ando, M., and Nishigami, K. (2000). Induced earthquakes accompanying the water injection experiment at the Nojima fault zone, Japan : Seismicity and its migration. *J. Geophys. Res.*, 105 :6089–6104.
- [Turcotte, 1992] Turcotte, D. (1992). Fractal, chaos, self-organized critically and tectonics. *terra-nova*, 1 :4–12.
- [Volant, 1993] Volant, P. (1993). *Mécanisme des déformations et aspect fractal de la sismicité induite par l'exploitation d'un gisement d'hydrocarbures (Lacq, France)*. PhD thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble I.
- [Volant and Grasso, 1994] Volant, P. and Grasso, J. (1994). The finite extension of fractal geometry and power law distribution of shallow earthquakes : a geomechanical effect. *J. Geophys. Res.*, 99 :879–889.
- [Volant et al., 1992] Volant, P., Grasso, J., Chatelain, J., and Frogneux, M. (1992). b-value, aseismic deformation and brittle failure within an isolated geological object, evidences from a dome structure loaded by fluid extraction. *Geophys. Res. Lett.*, 19 :1149–1152.
- [Withers et al., 1998] Withers, M., Aster, R., Young, C., Harris, J. B. M., Moore, S., and J. Trujillo, J. (1998). A comparison of select trigger algorithms for automated global seismic phase and event detection. *Bull Seism. Soc. Am.*, 88 :95–106.
- [Wittlinger, 1980] Wittlinger, G. (1980). *Etude de la sismicité en champ proche par un réseau sismologique à faible ouverture : application au Frioul (Italie) et au gisement de Lacq (France)*. PhD thesis, Université de Louis Pasteur, Strasbourg.
- [Yilmaz, 1994] Yilmaz, Ö. (1994). *Seismic data processing*. Society of Exploration Geophysicists.
- [Zhang et al., 2003] Zhang, H., Thurber, C., and Rowe, C. (2003). Automatic P-wave arrival detection and picking with multiscale wavelet analysis for single-component recordings. *Bull Seism. Soc. Am.*, 93(5) :1904–1912.

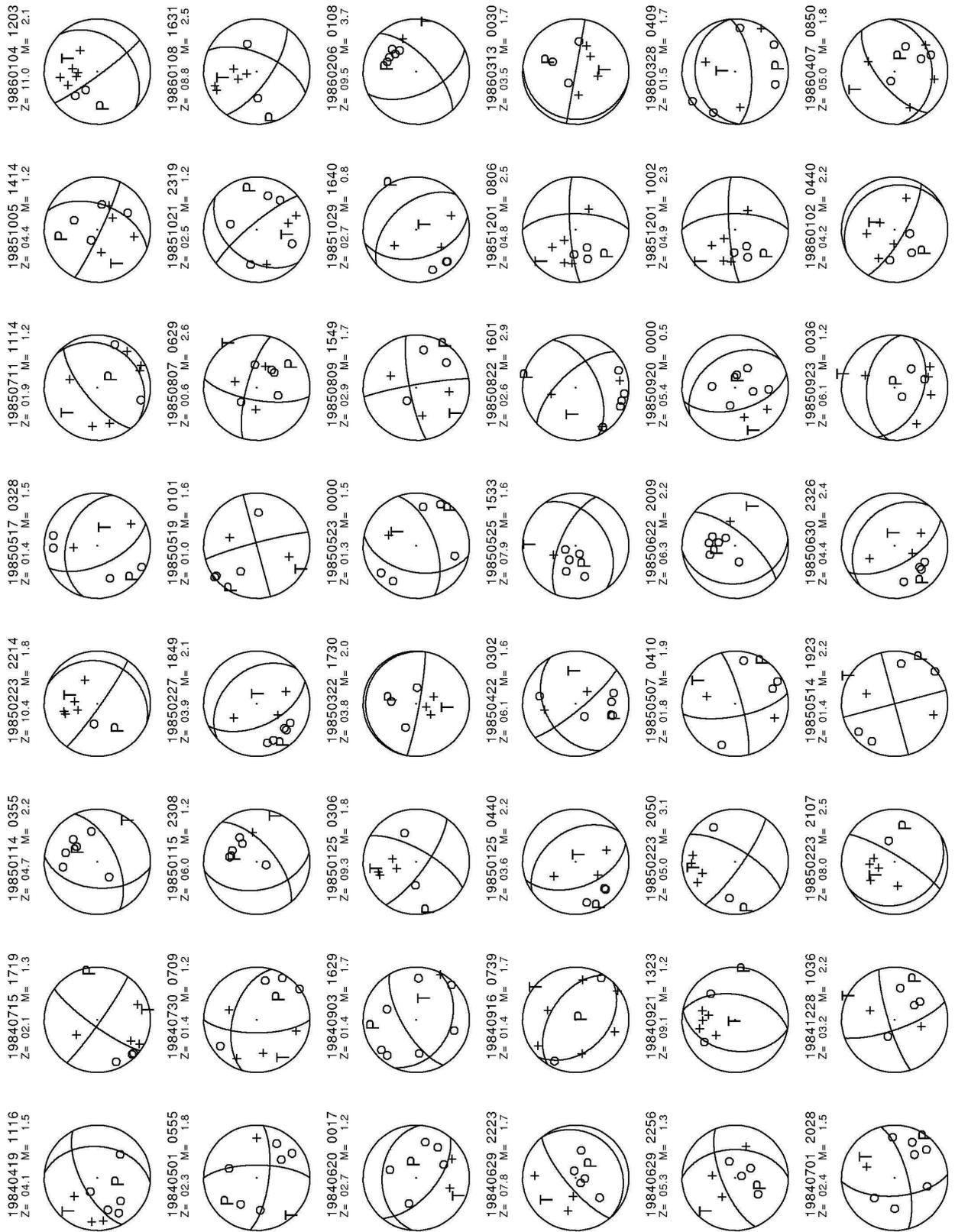
Quatrième partie

Annexes

Annexe A

Mécanismes au foyer

| | | | | | | | |
|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|
| 19780727 1008 Z= 3.93 M= 1.5 | 19820727 0742 Z= 02.9 M= 1.3 | 19821111 1224 Z= 01.8 M= 1.1 | 19830130 2056 Z= 02.9 M= 1.0 | 19830516 2345 Z= 08.4 M= 1.6 | 19831029 1359 Z= 03.7 M= 1.5 | 19840229 1632 Z= 01.5 M= 2.2 | 19840303 0126 Z= 01.9 M= 0.8 |
| 19780819 1718 Z= 04.3 M= 2.8 | 19820808 1558 Z= 02.9 M= 1.4 | 19821222 2217 Z= 09.0 M= 1.7 | 19830312 2208 Z= 05.0 M= 1.0 | 19830518 0200 Z= 01.1 M= 0.5 | 19840126 2348 Z= 07.9 M= 1.2 | 19840229 1959 Z= 01.5 M= 1.0 | 19840303 0238 Z= 01.5 M= 0.8 |
| 19780819 0521 Z= 04.4 M= 4.0 | 19820814 1226 Z= 02.7 M= 1.0 | 19821229 0033 Z= 06.3 M= 2.8 | 19830417 1459 Z= 03.3 M= 1.0 | 19830522 0026 Z= 03.8 M= 1.8 | 19840203 0704 Z= 02.9 M= 1.2 | 19840301 0126 Z= 01.7 M= 1.2 | 19840404 0048 Z= 04.9 M= 2.0 |
| 19780820 1530 Z= 04.4 M= 1.2 | 19820822 0253 Z= 02.7 M= 1.3 | 19830107 1057 Z= 04.0 M= 1.3 | 19830420 2149 Z= 02.7 M= 1.0 | 19830525 0706 Z= 03.6 M= 1.5 | 19840214 1544 Z= 04.9 M= 1.0 | 19840302 0159 Z= 01.4 M= 2.0 | 19840407 2019 Z= 08.2 M= 2.0 |
| 19780820 2309 Z= 04.4 M= 1.5 | 19820905 0342 Z= 02.8 M= 0.7 | 19830128 1118 Z= 03.2 M= 1.3 | 19830421 0619 Z= 01.8 M= 0.8 | 19830827 0208 Z= 02.2 M= 1.2 | 19840222 0338 Z= 01.8 M= 2.1 | 19840302 0401 Z= 02.2 M= 1.7 | 19840410 1227 Z= 02.4 M= 1.2 |
| 19790430 1053 Z= 04.0 M= 3.2 | 19821110 2014 Z= 02.3 M= 1.4 | 19830128 1938 Z= 04.8 M= 0.5 | 19830516 2220 Z= 07.3 M= 0.5 | 19831008 1150 Z= 01.4 M= 1.6 | 19840223 1946 Z= 02.0 M= 1.6 | 19840302 1839 Z= 01.6 M= 1.7 | 19840413 0337 Z= 03.6 M= 0.8 |

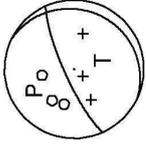


| | | | | | | | |
|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|
| 19860411 0311 Z= 00.8 M= 1.6 | 19860724 1400 Z= 03.2 M= 1.8 | 19860930 0959 Z= 03.5 M= 2.0 | 19870110 0818 Z= 05.4 M= 1.9 | 19870419 0150 Z= 05.1 M= 3.0 | 19880120 0032 Z= 07.8 M= 2.8 | 19880726 0635 Z= 03.7 M= 2.0 | 19890121 0518 Z= 06.9 M= 1.7 |
| 19860421 2037 Z= 03.7 M= 1.0 | 19860726 1100 Z= 02.6 M= 2.0 | 19861016 2219 Z= 01.0 M= 3.0 | 19870127 2329 Z= 04.5 M= 2.4 | 19870514 0151 Z= 08.8 M= 1.9 | 19880121 2105 Z= 03.6 M= 2.0 | 19880827 0318 Z= 04.0 M= 1.6 | 19890123 1858 Z= 02.9 M= 2.1 |
| 19860513 0104 Z= 01.3 M= 2.3 | 19860807 2100 Z= 14.4 M= 2.1 | 19861023 2314 Z= 03.3 M= 1.9 | 19870309 2155 Z= 08.6 M= 2.3 | 19870809 0857 Z= 02.1 M= 2.2 | 19880209 1443 Z= 02.0 M= 2.8 | 19880925 1000 Z= 02.5 M= 1.9 | 19890126 0737 Z= 08.3 M= 2.4 |
| 19860616 2140 Z= 02.8 M= 1.6 | 19860818 0400 Z= 01.4 M= 2.1 | 19861025 2100 Z= 06.8 M= 2.3 | 19870327 0705 Z= 07.6 M= 2.5 | 19870814 0351 Z= 04.8 M= 2.1 | 19880211 1553 Z= 05.5 M= 3.2 | 19881114 1840 Z= 08.6 M= 2.1 | 19890129 0835 Z= 00.9 M= 2.4 |
| 19860704 0320 Z= 01.1 M= 2.2 | 19860906 1300 Z= 01.2 M= 2.7 | 19861104 1250 Z= 04.1 M= 2.1 | 19870401 0135 Z= 01.3 M= 0.5 | 19870917 0133 Z= 05.6 M= 2.9 | 19880221 0303 Z= 03.2 M= 1.8 | 19881130 0556 Z= 08.5 M= 2.6 | 19890307 1716 Z= 00.3 M= 2.0 |
| 19860718 1130 Z= 04.7 M= 2.3 | 19860919 1508 Z= 09.4 M= 2.3 | 19861220 0700 Z= 01.4 M= 1.7 | 19870419 0050 Z= 05.1 M= 1.9 | 19880101 0645 Z= 01.2 M= 2.3 | 19880706 2044 Z= 07.3 M= 1.5 | 19890109 0725 Z= 01.9 M= 1.9 | 19890310 1423 Z= 02.8 M= 2.3 |

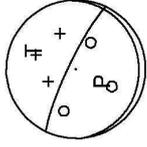
| | | | | | | | |
|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|
| 19890310 1725 Z= 02.9 M= 2.3 | 19891011 0357 Z= 00.6 M= 1.9 | 19900930 1809 Z= 05.5 M= 2.2 | 19910403 1651 Z= 01.5 M= 1.4 | 19911029 1353 Z= 02.9 M= 2.1 | 19920222 0316 Z= 07.1 M= 1.2 | 19920718 1222 Z= 04.7 M= 2.2 | 19920813 0334 Z= 05.6 M= 1.5 |
| 19890311 1648 Z= 08.2 M= 2.1 | 19891026 0702 Z= 05.1 M= 1.7 | 19901231 2237 Z= 03.8 M= 2.6 | 19910420 1321 Z= 00.9 M= 1.3 | 19911121 0114 Z= 01.9 M= 1.4 | 19920318 1957 Z= 02.0 M= 1.8 | 19920730 0106 Z= 04.2 M= 2.2 | 19920922 1421 Z= 01.3 M= 3.0 |
| 19890426 2332 Z= 06.7 M= 2.1 | 19891116 0956 Z= 04.5 M= 1.8 | 19910118 0744 Z= 00.8 M= 2.8 | 19910512 0301 Z= 02.9 M= 3.2 | 19911130 0240 Z= 06.2 M= 2.3 | 19920415 0906 Z= 02.8 M= 1.7 | 19920730 0920 Z= 04.0 M= 1.5 | 19920926 0620 Z= 01.3 M= 2.3 |
| 19890901 0828 Z= 02.0 M= 1.6 | 19900819 1510 Z= 03.5 M= 2.4 | 19910118 0816 Z= 04.4 M= 1.9 | 19910701 1548 Z= 04.5 M= 1.2 | 19920106 0335 Z= 04.8 M= 1.3 | 19920424 0623 Z= 04.2 M= 1.7 | 19920730 1011 Z= 02.3 M= 1.7 | 19920926 0620 Z= 01.9 M= 2.3 |
| 19890927 0121 Z= 02.8 M= 2.4 | 19900902 2031 Z= 03.1 M= 2.0 | 19910122 0249 Z= 00.8 M= 3.3 | 19910927 0110 Z= 04.6 M= 0.9 | 19920124 1503 Z= 02.2 M= 1.7 | 19920716 2101 Z= 05.3 M= 1.7 | 19920807 0923 Z= 03.4 M= 1.2 | 19921103 0737 Z= 04.1 M= 2.1 |
| 19890310 1725 Z= 02.9 M= 2.3 | 19891011 0357 Z= 00.6 M= 1.9 | 19900930 1809 Z= 05.5 M= 2.2 | 19910403 1651 Z= 01.5 M= 1.4 | 19911029 1353 Z= 02.9 M= 2.1 | 19920222 0316 Z= 07.1 M= 1.2 | 19920718 1222 Z= 04.7 M= 2.2 | 19920813 0334 Z= 05.6 M= 1.5 |
| 19890311 1648 Z= 08.2 M= 2.1 | 19891026 0702 Z= 05.1 M= 1.7 | 19901231 2237 Z= 03.8 M= 2.6 | 19910420 1321 Z= 00.9 M= 1.3 | 19911121 0114 Z= 01.9 M= 1.4 | 19920318 1957 Z= 02.0 M= 1.8 | 19920730 0106 Z= 04.2 M= 2.2 | 19920922 1421 Z= 01.3 M= 3.0 |
| 19890426 2332 Z= 06.7 M= 2.1 | 19891116 0956 Z= 04.5 M= 1.8 | 19910118 0744 Z= 00.8 M= 2.8 | 19910512 0301 Z= 02.9 M= 3.2 | 19911130 0240 Z= 06.2 M= 2.3 | 19920415 0906 Z= 02.8 M= 1.7 | 19920730 0920 Z= 04.0 M= 1.5 | 19920926 0620 Z= 01.3 M= 2.3 |
| 19890901 0828 Z= 02.0 M= 1.6 | 19900819 1510 Z= 03.5 M= 2.4 | 19910118 0816 Z= 04.4 M= 1.9 | 19910701 1548 Z= 04.5 M= 1.2 | 19920106 0335 Z= 04.8 M= 1.3 | 19920424 0623 Z= 04.2 M= 1.7 | 19920730 1011 Z= 02.3 M= 1.7 | 19920926 0620 Z= 01.9 M= 2.3 |
| 19890927 0121 Z= 02.8 M= 2.4 | 19900902 2031 Z= 03.1 M= 2.0 | 19910122 0249 Z= 00.8 M= 3.3 | 19910927 0110 Z= 04.6 M= 0.9 | 19920124 1503 Z= 02.2 M= 1.7 | 19920716 2101 Z= 05.3 M= 1.7 | 19920807 0923 Z= 03.4 M= 1.2 | 19921103 0737 Z= 04.1 M= 2.1 |

| | | | | | | | |
|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|
| 19921127 1312 Z= 03.0 M= 2.6 | 19930330 0808 Z= 04.1 M= 1.8 | 19931009 1947 Z= 02.6 M= 3.1 | 19940403 1136 Z= 05.2 M= 1.1 | 19940826 1114 Z= 04.2 M= 1.0 | 19950323 1054 Z= 04.0 M= 2.0 | 19950720 1911 Z= 02.6 M= 1.3 | 19960103 1412 Z= 05.0 M= 1.0 |
| 19921210 0343 Z= 01.3 M= 2.1 | 19930506 1921 Z= 02.8 M= 1.7 | 19931104 1930 Z= 09.0 M= 1.3 | 19940517 1810 Z= 03.1 M= 1.3 | 19941010 0638 Z= 01.3 M= 1.4 | 19950525 0336 Z= 05.7 M= 1.7 | 19950726 2121 Z= 05.2 M= 2.7 | 19960114 1219 Z= 01.4 M= 3.9 |
| 19921210 2044 Z= 03.5 M= 1.8 | 19930510 0524 Z= 01.6 M= 1.9 | 19931201 0003 Z= 01.3 M= 1.0 | 19940518 1431 Z= 01.4 M= 1.3 | 19941023 0454 Z= 01.3 M= 1.8 | 19950602 1346 Z= 01.6 M= 3.2 | 19950816 1745 Z= 04.3 M= 1.0 | 19960114 1220 Z= 04.5 M= 3.9 |
| 19921221 1046 Z= 04.4 M= 1.9 | 19930605 2002 Z= 01.1 M= 1.0 | 19940212 0448 Z= 06.2 M= 1.6 | 19940629 0808 Z= 03.6 M= 1.1 | 19941201 2101 Z= 03.8 M= 0.9 | 19950607 0042 Z= 01.5 M= 1.6 | 19950822 0243 Z= 02.5 M= 1.7 | 19960114 1225 Z= 03.1 M= 1.5 |
| 19930313 1116 Z= 01.2 M= 2.5 | 19930706 0638 Z= 06.5 M= 1.5 | 19940305 0131 Z= 01.6 M= 1.4 | 19940709 2307 Z= 01.4 M= 1.6 | 19950120 2003 Z= 04.9 M= 2.0 | 19950624 0605 Z= 05.2 M= 1.5 | 19951030 1251 Z= 03.7 M= 1.1 | 19960114 1228 Z= 01.3 M= 1.0 |
| 19930319 2039 Z= 04.4 M= 1.6 | 19930727 0547 Z= 02.2 M= 1.4 | 19940330 1345 Z= 03.7 M= 1.8 | 19940807 1537 Z= 05.9 M= 1.5 | 19950217 1530 Z= 05.3 M= 2.2 | 19950705 2211 Z= 05.5 M= 1.3 | 19951216 1550 Z= 03.4 M= 1.9 | 19960114 1258 Z= 01.9 M= 0.9 |

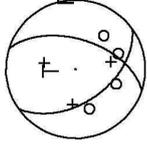
19970901 2213
Z= 05,1 M= 0,9



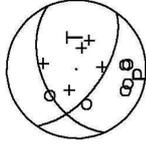
19970916 0951
Z= 04,9 M= 0,9



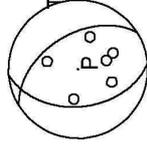
19971204 1900
Z= 03,2 M= 1,3



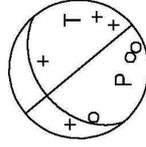
19971204 2251
Z= 05,1 M= 4,1



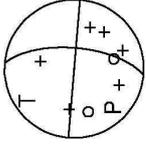
19971205 0030
Z= 03,5 M= 0,7



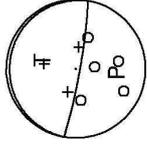
19971206 2033
Z= 01,9 M= 3,3



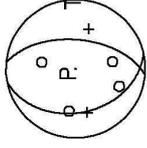
19971206 2034
Z= 02,8 M= 3,3



19971208 2044
Z= 04,7 M= 1,5



19971208 2056
Z= 02,7 M= 1,2



Annexe B

Numéros de mécanismes et dates

| N° | aaaammjj / Lon. / Lat. / Prof. / Ml. / Grpe | N° | aaaammjj / Lon. / Lat. / Prof. / Ml. / Grpe |
|----|---|----|---|
| 1 | 19780727 / -0.650 / 43.436 / 03.93 / 1.5 / grpe-9 | 46 | 19840407 / -0.658 / 43.443 / 08.22 / 2.0 / grpe-9 |
| 2 | 19780815 / -0.615 / 43.421 / 04.38 / 2.8 / grpe-1 | 47 | 19840410 / -0.622 / 43.402 / 02.45 / 1.2 / grpe-2 |
| 3 | 19780819 / -0.615 / 43.422 / 04.41 / 4.0 / grpe-1 | 48 | 19840413 / -0.638 / 43.407 / 03.67 / 0.8 / grpe-9 |
| 4 | 19780820 / -0.609 / 43.420 / 04.40 / 1.2 / grpe-1 | 49 | 19840419 / -0.676 / 43.414 / 04.10 / 1.5 / grpe-9 |
| 5 | 19780820 / -0.614 / 43.422 / 04.43 / 1.5 / grpe-1 | 50 | 19840501 / -0.621 / 43.404 / 02.37 / 1.8 / grpe-2 |
| 6 | 19790430 / -0.626 / 43.421 / 04.09 / 3.2 / grpe-1 | 51 | 19840620 / -0.624 / 43.399 / 02.71 / 1.2 / grpe-2 |
| 7 | 19820727 / -0.628 / 43.420 / 02.91 / 1.3 / grpe-1 | 52 | 19840629 / -0.647 / 43.410 / 07.88 / 1.7 / grpe-9 |
| 8 | 19820808 / -0.609 / 43.415 / 02.92 / 1.4 / grpe-1 | 53 | 19840629 / -0.634 / 43.413 / 05.31 / 1.3 / grpe-9 |
| 9 | 19820814 / -0.631 / 43.432 / 02.73 / 1.0 / grpe-9 | 54 | 19840701 / -0.617 / 43.407 / 02.41 / 1.5 / grpe-2 |
| 10 | 19820822 / -0.636 / 43.369 / 02.72 / 1.3 / grpe-9 | 55 | 19840715 / -0.679 / 43.386 / 02.14 / 1.3 / grpe-5 |
| 11 | 19820905 / -0.613 / 43.401 / 02.80 / 0.7 / grpe-2 | 56 | 19840730 / -0.618 / 43.401 / 01.40 / 1.2 / grpe-2 |
| 12 | 19821110 / -0.619 / 43.405 / 02.35 / 1.4 / grpe-2 | 57 | 19840903 / -0.617 / 43.405 / 01.41 / 1.7 / grpe-2 |
| 13 | 19821111 / -0.611 / 43.406 / 01.87 / 1.1 / grpe-2 | 58 | 19840916 / -0.620 / 43.402 / 01.40 / 1.7 / grpe-2 |
| 14 | 19821222 / -0.665 / 43.449 / 09.00 / 1.7 / grpe-9 | 59 | 19840921 / -0.632 / 43.491 / 09.19 / 1.2 / grpe-9 |
| 15 | 19821229 / -0.535 / 43.447 / 06.36 / 2.8 / grpe-9 | 60 | 19841228 / -0.619 / 43.399 / 03.27 / 2.2 / grpe-2 |
| 16 | 19830107 / -0.659 / 43.446 / 04.01 / 1.3 / grpe-9 | 61 | 19850114 / -0.611 / 43.443 / 04.73 / 2.2 / grpe-9 |
| 17 | 19830128 / -0.605 / 43.423 / 03.26 / 1.3 / grpe-1 | 62 | 19850115 / -0.595 / 43.444 / 06.02 / 1.2 / grpe-9 |
| 18 | 19830128 / -0.663 / 43.437 / 04.85 / 0.5 / grpe-9 | 63 | 19850125 / -0.650 / 43.456 / 09.35 / 1.8 / grpe-9 |
| 19 | 19830130 / -0.605 / 43.417 / 02.98 / 1.0 / grpe-1 | 64 | 19850125 / -0.677 / 43.384 / 03.60 / 2.2 / grpe-5 |
| 20 | 19830312 / -0.661 / 43.438 / 05.05 / 1.0 / grpe-9 | 65 | 19850223 / -0.650 / 43.457 / 05.05 / 3.1 / grpe-9 |
| 21 | 19830417 / -0.605 / 43.418 / 03.32 / 1.0 / grpe-1 | 66 | 19850223 / -0.651 / 43.452 / 08.07 / 2.5 / grpe-9 |
| 22 | 19830420 / -0.618 / 43.401 / 02.74 / 1.0 / grpe-2 | 67 | 19850223 / -0.651 / 43.461 / 10.41 / 1.8 / grpe-9 |
| 23 | 19830421 / -0.618 / 43.401 / 01.83 / 0.8 / grpe-2 | 68 | 19850227 / -0.674 / 43.384 / 03.92 / 2.1 / grpe-5 |
| 24 | 19830516 / -0.657 / 43.391 / 07.34 / 0.5 / grpe-9 | 69 | 19850322 / -0.642 / 43.401 / 03.87 / 2.0 / grpe-9 |
| 25 | 19830516 / -0.648 / 43.413 / 08.49 / 1.6 / grpe-9 | 70 | 19850422 / -0.623 / 43.392 / 06.16 / 1.6 / grpe-9 |
| 26 | 19830518 / -0.614 / 43.404 / 01.17 / 0.5 / grpe-2 | 71 | 19850507 / -0.627 / 43.402 / 01.85 / 1.9 / grpe-2 |
| 27 | 19830522 / -0.663 / 43.438 / 03.84 / 1.8 / grpe-9 | 72 | 19850514 / -0.617 / 43.403 / 01.41 / 2.2 / grpe-2 |
| 28 | 19830525 / -0.637 / 43.400 / 03.69 / 1.5 / grpe-9 | 73 | 19850517 / -0.647 / 43.388 / 01.40 / 1.5 / grpe-9 |
| 29 | 19830827 / -0.651 / 43.424 / 02.29 / 1.2 / grpe-9 | 74 | 19850519 / -0.620 / 43.404 / 01.07 / 1.6 / grpe-2 |
| 30 | 19831008 / -0.617 / 43.398 / 01.40 / 1.6 / grpe-2 | 75 | 19850523 / -0.616 / 43.402 / 01.38 / 1.5 / grpe-2 |
| 31 | 19831029 / -0.656 / 43.419 / 03.77 / 1.5 / grpe-4 | 76 | 19850525 / -0.669 / 43.415 / 07.96 / 1.6 / grpe-9 |
| 32 | 19840126 / -0.593 / 43.460 / 07.91 / 1.2 / grpe-8 | 77 | 19850622 / -0.623 / 43.450 / 06.39 / 2.2 / grpe-9 |
| 33 | 19840203 / -0.629 / 43.393 / 02.90 / 1.2 / grpe-2 | 78 | 19850630 / -0.670 / 43.385 / 04.42 / 2.4 / grpe-5 |
| 34 | 19840214 / -0.593 / 43.392 / 04.91 / 1.0 / grpe-9 | 79 | 19850711 / -0.623 / 43.396 / 01.91 / 1.2 / grpe-2 |
| 35 | 19840222 / -0.626 / 43.398 / 01.89 / 2.1 / grpe-2 | 80 | 19850807 / -0.616 / 43.406 / 00.63 / 2.6 / grpe-2 |
| 36 | 19840223 / -0.628 / 43.396 / 02.02 / 1.6 / grpe-2 | 81 | 19850809 / -0.611 / 43.400 / 02.90 / 1.7 / grpe-2 |
| 37 | 19840229 / -0.618 / 43.401 / 01.57 / 2.2 / grpe-2 | 82 | 19850822 / -0.653 / 43.372 / 02.63 / 2.9 / grpe-9 |
| 38 | 19840229 / -0.617 / 43.403 / 01.50 / 1.0 / grpe-2 | 83 | 19850920 / -0.632 / 43.396 / 05.41 / 0.5 / grpe-2 |
| 39 | 19840301 / -0.620 / 43.401 / 01.72 / 1.2 / grpe-2 | 84 | 19850923 / -0.616 / 43.393 / 06.12 / 1.2 / grpe-9 |
| 40 | 19840302 / -0.619 / 43.401 / 01.49 / 2.0 / grpe-2 | 85 | 19851005 / -0.619 / 43.399 / 04.47 / 1.2 / grpe-2 |
| 41 | 19840302 / -0.618 / 43.400 / 02.25 / 1.7 / grpe-2 | 86 | 19851021 / -0.631 / 43.399 / 02.50 / 1.2 / grpe-2 |
| 42 | 19840302 / -0.620 / 43.402 / 01.69 / 1.7 / grpe-2 | 87 | 19851029 / -0.678 / 43.387 / 02.73 / 0.8 / grpe-5 |
| 43 | 19840303 / -0.621 / 43.400 / 01.92 / 0.8 / grpe-2 | 88 | 19851201 / -0.673 / 43.419 / 04.87 / 2.5 / grpe-9 |
| 44 | 19840303 / -0.622 / 43.400 / 01.50 / 0.8 / grpe-2 | 89 | 19851201 / -0.671 / 43.419 / 04.99 / 2.3 / grpe-9 |
| 45 | 19840404 / -0.682 / 43.410 / 04.92 / 2.0 / grpe-9 | 90 | 19860102 / -0.652 / 43.418 / 04.23 / 2.2 / grpe-4 |

| N° | aaaammjj / Lon. / Lat. / Prof. / Ml. / Grpe | N° | aaaammjj / Lon. / Lat. / Prof. / Ml. / Grpe |
|-----|---|-----|---|
| 91 | 19860104 / -0.651 / 43.481 / 11.06 / 2.1 / grpe-9 | 136 | 19881114 / -0.581 / 43.365 / 08.61 / 2.1 / grpe-3 |
| 92 | 19860108 / -0.652 / 43.454 / 08.87 / 2.5 / grpe-9 | 137 | 19881130 / -0.583 / 43.366 / 08.59 / 2.6 / grpe-3 |
| 93 | 19860206 / -0.577 / 43.471 / 09.54 / 3.7 / grpe-8 | 138 | 19890109 / -0.593 / 43.405 / 01.98 / 1.9 / grpe-6 |
| 94 | 19860313 / -0.614 / 43.399 / 03.54 / 1.7 / grpe-2 | 139 | 19890121 / -0.614 / 43.461 / 06.96 / 1.7 / grpe-8 |
| 95 | 19860328 / -0.621 / 43.404 / 01.54 / 1.7 / grpe-2 | 140 | 19890123 / -0.630 / 43.400 / 02.99 / 2.1 / grpe-2 |
| 96 | 19860407 / -0.615 / 43.397 / 05.08 / 1.8 / grpe-2 | 141 | 19890126 / -0.583 / 43.368 / 08.37 / 2.4 / grpe-3 |
| 97 | 19860411 / -0.628 / 43.402 / 00.86 / 1.6 / grpe-2 | 142 | 19890129 / -0.614 / 43.404 / 00.93 / 2.4 / grpe-2 |
| 98 | 19860421 / -0.680 / 43.382 / 03.71 / 1.0 / grpe-5 | 143 | 19890307 / -0.624 / 43.407 / 00.39 / 2.0 / grpe-2 |
| 99 | 19860513 / -0.613 / 43.405 / 01.35 / 2.3 / grpe-2 | 144 | 19890310 / -0.625 / 43.403 / 02.81 / 2.3 / grpe-2 |
| 100 | 19860616 / -0.632 / 43.396 / 02.88 / 1.6 / grpe-2 | 145 | 19890310 / -0.630 / 43.398 / 02.93 / 2.3 / grpe-2 |
| 101 | 19860704 / -0.670 / 43.396 / 01.14 / 2.2 / grpe-9 | 146 | 19890310 / -0.626 / 43.403 / 02.51 / 3.5 / grpe-2 |
| 102 | 19860718 / -0.676 / 43.384 / 04.78 / 2.3 / grpe-5 | 147 | 19890311 / -0.584 / 43.369 / 08.25 / 2.1 / grpe-3 |
| 103 | 19860724 / -0.679 / 43.383 / 03.23 / 1.8 / grpe-5 | 148 | 19890426 / -0.584 / 43.369 / 06.70 / 2.1 / grpe-3 |
| 104 | 19860726 / -0.614 / 43.399 / 02.68 / 2.0 / grpe-2 | 149 | 19890901 / -0.566 / 43.433 / 02.02 / 1.6 / grpe-7 |
| 105 | 19860807 / -0.614 / 43.463 / 14.41 / 2.1 / grpe-8 | 150 | 19890927 / -0.612 / 43.399 / 02.88 / 2.4 / grpe-2 |
| 106 | 19860818 / -0.607 / 43.438 / 01.41 / 2.1 / grpe-7 | 151 | 19891011 / -0.605 / 43.429 / 00.69 / 1.9 / grpe-7 |
| 107 | 19860906 / -0.607 / 43.443 / 01.23 / 2.7 / grpe-7 | 152 | 19891016 / -0.632 / 43.450 / 07.90 / 3.3 / grpe-9 |
| 108 | 19860919 / -0.686 / 43.458 / 09.40 / 2.3 / grpe-9 | 153 | 19891026 / -0.634 / 43.404 / 05.14 / 1.7 / grpe-2 |
| 109 | 19860930 / -0.681 / 43.383 / 03.50 / 2.0 / grpe-5 | 154 | 19891116 / -0.661 / 43.422 / 04.55 / 1.8 / grpe-9 |
| 110 | 19861016 / -0.673 / 43.403 / 01.04 / 3.0 / grpe-9 | 155 | 19900819 / -0.622 / 43.399 / 03.59 / 2.4 / grpe-2 |
| 111 | 19861023 / -0.681 / 43.387 / 03.34 / 1.9 / grpe-5 | 156 | 19900902 / -0.625 / 43.404 / 03.10 / 2.0 / grpe-2 |
| 112 | 19861025 / -0.642 / 43.453 / 06.80 / 2.3 / grpe-9 | 157 | 19900930 / -0.589 / 43.457 / 05.53 / 2.2 / grpe-8 |
| 113 | 19861104 / -0.678 / 43.387 / 04.16 / 2.1 / grpe-5 | 158 | 19901110 / -0.622 / 43.396 / 03.16 / 3.4 / grpe-2 |
| 114 | 19861220 / -0.599 / 43.432 / 01.44 / 1.7 / grpe-7 | 159 | 19901231 / -0.680 / 43.411 / 03.87 / 2.6 / grpe-9 |
| 115 | 19870110 / -0.671 / 43.398 / 05.49 / 1.9 / grpe-9 | 160 | 19910118 / -0.611 / 43.405 / 00.81 / 2.8 / grpe-2 |
| 116 | 19870127 / -0.681 / 43.386 / 04.55 / 2.4 / grpe-5 | 161 | 19910118 / -0.603 / 43.399 / 04.49 / 1.9 / grpe-9 |
| 117 | 19870309 / -0.585 / 43.366 / 08.65 / 2.3 / grpe-3 | 162 | 19910122 / -0.613 / 43.405 / 00.84 / 3.3 / grpe-2 |
| 118 | 19870327 / -0.622 / 43.466 / 07.64 / 2.5 / grpe-9 | 163 | 19910403 / -0.572 / 43.411 / 01.58 / 1.4 / grpe-6 |
| 119 | 19870401 / -0.614 / 43.403 / 01.35 / 0.5 / grpe-2 | 164 | 19910419 / -0.630 / 43.397 / 02.95 / 1.5 / grpe-2 |
| 120 | 19870419 / -0.675 / 43.428 / 05.18 / 1.9 / grpe-9 | 165 | 19910420 / -0.599 / 43.428 / 00.99 / 1.3 / grpe-7 |
| 121 | 19870419 / -0.674 / 43.430 / 05.10 / 3.0 / grpe-9 | 166 | 19910512 / -0.617 / 43.403 / 02.98 / 3.2 / grpe-2 |
| 122 | 19870514 / -0.686 / 43.445 / 08.80 / 1.9 / grpe-9 | 167 | 19910701 / -0.600 / 43.399 / 04.55 / 1.2 / grpe-9 |
| 123 | 19870809 / -0.581 / 43.433 / 02.11 / 2.2 / grpe-7 | 168 | 19910927 / -0.649 / 43.419 / 04.65 / 0.9 / grpe-4 |
| 124 | 19870814 / -0.658 / 43.423 / 04.82 / 2.1 / grpe-9 | 169 | 19911029 / -0.629 / 43.400 / 02.97 / 2.1 / grpe-2 |
| 125 | 19870917 / -0.683 / 43.397 / 05.68 / 2.9 / grpe-9 | 170 | 19911030 / -0.628 / 43.400 / 02.64 / 1.7 / grpe-2 |
| 126 | 19880101 / -0.613 / 43.404 / 01.20 / 2.3 / grpe-2 | 171 | 19911121 / -0.626 / 43.398 / 01.93 / 1.4 / grpe-2 |
| 127 | 19880120 / -0.655 / 43.455 / 07.83 / 2.8 / grpe-9 | 172 | 19911130 / -0.619 / 43.464 / 06.29 / 2.3 / grpe-8 |
| 128 | 19880121 / -0.664 / 43.417 / 03.60 / 2.0 / grpe-9 | 173 | 19920106 / -0.670 / 43.424 / 04.87 / 1.3 / grpe-9 |
| 129 | 19880209 / -0.625 / 43.399 / 02.08 / 2.8 / grpe-2 | 174 | 19920124 / -0.627 / 43.400 / 02.21 / 1.7 / grpe-2 |
| 130 | 19880211 / -0.683 / 43.398 / 05.58 / 3.2 / grpe-9 | 175 | 19920222 / -0.626 / 43.456 / 07.19 / 1.2 / grpe-9 |
| 131 | 19880221 / -0.617 / 43.398 / 03.22 / 1.8 / grpe-2 | 176 | 19920314 / -0.622 / 43.399 / 01.58 / 2.0 / grpe-2 |
| 132 | 19880706 / -0.658 / 43.365 / 07.39 / 1.5 / grpe-9 | 177 | 19920318 / -0.602 / 43.444 / 02.00 / 1.8 / grpe-7 |
| 133 | 19880726 / -0.615 / 43.401 / 03.77 / 2.0 / grpe-2 | 178 | 19920415 / -0.623 / 43.403 / 02.80 / 1.7 / grpe-2 |
| 134 | 19880827 / -0.632 / 43.393 / 04.06 / 1.6 / grpe-2 | 179 | 19920424 / -0.656 / 43.417 / 04.27 / 1.7 / grpe-4 |
| 135 | 19880925 / -0.624 / 43.403 / 02.52 / 1.9 / grpe-2 | 180 | 19920716 / -0.593 / 43.459 / 05.33 / 1.7 / grpe-8 |

| N° | aaaammjj / Lon. / Lat. / Prof. / Ml. / Groupe | N° | aaaammjj / Lon. / Lat. / Prof. / Ml. / Groupe |
|-----|---|-----|---|
| 181 | 19920718 / -0.601 / 43.436 / 04.76 / 2.2 / grpe-9 | 226 | 19950607 / -0.618 / 43.402 / 01.54 / 1.6 / grpe-2 |
| 182 | 19920724 / -0.622 / 43.391 / 02.11 / 1.7 / grpe-2 | 227 | 19950624 / -0.683 / 43.393 / 05.23 / 1.5 / grpe-9 |
| 183 | 19920730 / -0.625 / 43.400 / 04.27 / 2.2 / grpe-2 | 228 | 19950705 / -0.591 / 43.457 / 05.59 / 1.3 / grpe-8 |
| 184 | 19920730 / -0.623 / 43.398 / 04.03 / 1.5 / grpe-2 | 229 | 19950720 / -0.624 / 43.399 / 02.62 / 1.3 / grpe-2 |
| 185 | 19920730 / -0.627 / 43.395 / 02.39 / 1.7 / grpe-2 | 230 | 19950726 / -0.590 / 43.458 / 05.26 / 2.7 / grpe-8 |
| 186 | 19920807 / -0.593 / 43.432 / 03.48 / 1.2 / grpe-7 | 231 | 19950816 / -0.610 / 43.403 / 04.30 / 1.0 / grpe-2 |
| 187 | 19920813 / -0.607 / 43.456 / 05.64 / 1.5 / grpe-8 | 232 | 19950822 / -0.629 / 43.398 / 02.52 / 1.7 / grpe-2 |
| 188 | 19920912 / -0.624 / 43.402 / 02.17 / 1.3 / grpe-2 | 233 | 19951030 / -0.614 / 43.400 / 03.75 / 1.1 / grpe-2 |
| 189 | 19920922 / -0.617 / 43.400 / 01.30 / 3.0 / grpe-2 | 234 | 19951216 / -0.639 / 43.400 / 03.47 / 1.9 / grpe-9 |
| 190 | 19920926 / -0.622 / 43.397 / 01.30 / 2.3 / grpe-2 | 235 | 19960103 / -0.679 / 43.415 / 05.00 / 1.0 / grpe-9 |
| 191 | 19920926 / -0.622 / 43.394 / 01.95 / 2.3 / grpe-2 | 236 | 19960114 / -0.619 / 43.403 / 01.44 / 3.9 / grpe-2 |
| 192 | 19921103 / -0.634 / 43.394 / 04.15 / 2.1 / grpe-2 | 237 | 19960114 / -0.613 / 43.399 / 04.59 / 3.9 / grpe-2 |
| 193 | 19921127 / -0.618 / 43.396 / 03.07 / 2.6 / grpe-2 | 238 | 19960114 / -0.618 / 43.397 / 03.11 / 1.5 / grpe-2 |
| 194 | 19921210 / -0.620 / 43.402 / 01.33 / 2.1 / grpe-2 | 239 | 19960114 / -0.618 / 43.401 / 01.35 / 1.0 / grpe-2 |
| 195 | 19921210 / -0.615 / 43.398 / 03.56 / 1.8 / grpe-2 | 240 | 19960114 / -0.625 / 43.400 / 01.94 / 0.9 / grpe-2 |
| 196 | 19921221 / -0.663 / 43.418 / 04.45 / 1.9 / grpe-9 | 241 | 19960114 / -0.614 / 43.402 / 04.08 / 1.0 / grpe-2 |
| 197 | 19930313 / -0.613 / 43.403 / 01.26 / 2.5 / grpe-2 | 242 | 19960114 / -0.613 / 43.402 / 04.05 / 1.4 / grpe-2 |
| 198 | 19930319 / -0.602 / 43.449 / 04.43 / 1.6 / grpe-8 | 243 | 19960114 / -0.623 / 43.396 / 01.82 / 3.7 / grpe-2 |
| 199 | 19930330 / -0.601 / 43.402 / 04.16 / 1.8 / grpe-9 | 244 | 19960114 / -0.615 / 43.403 / 03.91 / 1.1 / grpe-2 |
| 200 | 19930506 / -0.622 / 43.404 / 02.83 / 1.7 / grpe-2 | 245 | 19960114 / -0.623 / 43.396 / 02.45 / 3.9 / grpe-2 |
| 201 | 19930510 / -0.620 / 43.392 / 01.61 / 1.9 / grpe-2 | 246 | 19960114 / -0.616 / 43.400 / 04.01 / 1.5 / grpe-2 |
| 202 | 19930605 / -0.620 / 43.402 / 01.18 / 1.0 / grpe-2 | 247 | 19960114 / -0.624 / 43.396 / 04.19 / 1.2 / grpe-2 |
| 203 | 19930706 / -0.628 / 43.460 / 06.56 / 1.5 / grpe-9 | 248 | 19960114 / -0.610 / 43.405 / 01.30 / 1.1 / grpe-2 |
| 204 | 19930727 / -0.580 / 43.425 / 02.22 / 1.4 / grpe-7 | 249 | 19960115 / -0.612 / 43.401 / 03.71 / 1.1 / grpe-2 |
| 205 | 19931009 / -0.623 / 43.401 / 02.67 / 3.1 / grpe-2 | 250 | 19960116 / -0.620 / 43.395 / 04.53 / 1.4 / grpe-2 |
| 206 | 19931104 / -0.587 / 43.367 / 09.06 / 1.3 / grpe-3 | 251 | 19960117 / -0.611 / 43.402 / 03.88 / 1.0 / grpe-2 |
| 207 | 19931201 / -0.606 / 43.405 / 01.35 / 1.0 / grpe-9 | 252 | 19960124 / -0.625 / 43.398 / 02.19 / 3.4 / grpe-2 |
| 208 | 19940212 / -0.575 / 43.459 / 06.29 / 1.6 / grpe-8 | 253 | 19960218 / -0.605 / 43.464 / 04.85 / 1.6 / grpe-8 |
| 209 | 19940305 / -0.569 / 43.411 / 01.63 / 1.4 / grpe-6 | 254 | 19960227 / -0.589 / 43.457 / 05.47 / 1.8 / grpe-8 |
| 210 | 19940330 / -0.614 / 43.400 / 03.75 / 1.8 / grpe-2 | 255 | 19960229 / -0.603 / 43.455 / 05.98 / 1.2 / grpe-8 |
| 211 | 19940403 / -0.630 / 43.395 / 05.22 / 1.1 / grpe-2 | 256 | 19960316 / -0.567 / 43.441 / 04.96 / 2.0 / grpe-9 |
| 212 | 19940517 / -0.619 / 43.398 / 03.16 / 1.3 / grpe-2 | 257 | 19960330 / -0.615 / 43.402 / 03.88 / 2.3 / grpe-2 |
| 213 | 19940518 / -0.620 / 43.403 / 01.42 / 1.3 / grpe-2 | 258 | 19960331 / -0.617 / 43.401 / 02.42 / 1.5 / grpe-2 |
| 214 | 19940629 / -0.639 / 43.410 / 03.64 / 1.1 / grpe-9 | 259 | 19960405 / -0.642 / 43.457 / 06.58 / 1.7 / grpe-9 |
| 215 | 19940709 / -0.614 / 43.402 / 01.40 / 1.6 / grpe-2 | 260 | 19960407 / -0.667 / 43.425 / 05.51 / 1.5 / grpe-9 |
| 216 | 19940807 / -0.589 / 43.462 / 05.91 / 1.5 / grpe-8 | 261 | 19960421 / -0.618 / 43.493 / 08.89 / 1.6 / grpe-8 |
| 217 | 19940826 / -0.639 / 43.423 / 04.23 / 1.0 / grpe-9 | 262 | 19960511 / -0.618 / 43.402 / 02.25 / 1.6 / grpe-2 |
| 218 | 19941010 / -0.630 / 43.396 / 01.30 / 1.4 / grpe-2 | 263 | 19960528 / -0.641 / 43.424 / 05.15 / 1.1 / grpe-9 |
| 219 | 19941023 / -0.574 / 43.411 / 01.30 / 1.8 / grpe-6 | 264 | 19960703 / -0.632 / 43.396 / 04.87 / 1.1 / grpe-2 |
| 220 | 19941201 / -0.666 / 43.416 / 03.83 / 0.9 / grpe-9 | 265 | 19960704 / -0.634 / 43.441 / 05.75 / 0.8 / grpe-9 |
| 221 | 19950120 / -0.591 / 43.453 / 04.93 / 2.0 / grpe-8 | 266 | 19960705 / -0.601 / 43.402 / 04.44 / 1.5 / grpe-9 |
| 222 | 19950217 / -0.603 / 43.456 / 05.32 / 2.2 / grpe-8 | 267 | 19960708 / -0.610 / 43.401 / 03.29 / 1.8 / grpe-2 |
| 223 | 19950323 / -0.613 / 43.402 / 04.00 / 2.0 / grpe-2 | 268 | 19960711 / -0.635 / 43.398 / 03.44 / 1.6 / grpe-2 |
| 224 | 19950525 / -0.607 / 43.471 / 05.71 / 1.7 / grpe-8 | 269 | 19960805 / -0.629 / 43.457 / 06.13 / 1.0 / grpe-9 |
| 225 | 19950602 / -0.588 / 43.407 / 01.62 / 3.2 / grpe-6 | 270 | 19960823 / -0.631 / 43.392 / 04.97 / 1.1 / grpe-2 |

| N° | aaaammjj / Lon. / Lat. / Prof. / Ml. / Grpe | N° | aaaammjj / Lon. / Lat. / Prof. / Ml. / Grpe |
|-----|---|-----|---|
| 271 | 19960823 / -0.654 / 43.417 / 04.32 / 1.1 / grpe-4 | 285 | 19970530 / -0.597 / 43.456 / 05.32 / 1.8 / grpe-8 |
| 272 | 19960831 / -0.617 / 43.465 / 07.03 / 1.5 / grpe-8 | 286 | 19970614 / -0.619 / 43.402 / 01.49 / 1.3 / grpe-2 |
| 273 | 19960831 / -0.614 / 43.463 / 05.76 / 1.1 / grpe-8 | 287 | 19970712 / -0.639 / 43.422 / 04.25 / 0.8 / grpe-9 |
| 274 | 19960903 / -0.628 / 43.394 / 03.44 / 1.6 / grpe-2 | 288 | 19970730 / -0.662 / 43.415 / 03.87 / 1.1 / grpe-9 |
| 275 | 19960904 / -0.654 / 43.420 / 04.18 / 1.0 / grpe-4 | 289 | 19970901 / -0.656 / 43.424 / 05.15 / 0.9 / grpe-9 |
| 276 | 19960916 / -0.656 / 43.416 / 04.53 / 1.2 / grpe-4 | 290 | 19970916 / -0.616 / 43.419 / 04.90 / 0.9 / grpe-1 |
| 277 | 19960916 / -0.655 / 43.418 / 04.86 / 1.4 / grpe-4 | 291 | 19971204 / -0.631 / 43.395 / 03.26 / 1.3 / grpe-2 |
| 278 | 19961016 / -0.652 / 43.419 / 04.97 / 0.7 / grpe-4 | 292 | 19971204 / -0.627 / 43.396 / 05.19 / 4.1 / grpe-2 |
| 279 | 19961205 / -0.619 / 43.400 / 03.67 / 0.9 / grpe-2 | 293 | 19971205 / -0.629 / 43.396 / 03.52 / 0.7 / grpe-2 |
| 280 | 19970307 / -0.603 / 43.446 / 05.39 / 1.5 / grpe-8 | 294 | 19971206 / -0.631 / 43.398 / 01.98 / 3.3 / grpe-2 |
| 281 | 19970317 / -0.657 / 43.456 / 06.17 / 3.0 / grpe-9 | 295 | 19971206 / -0.630 / 43.397 / 02.81 / 3.3 / grpe-2 |
| 282 | 19970409 / -0.661 / 43.403 / 03.14 / 0.6 / grpe-9 | 296 | 19971208 / -0.633 / 43.399 / 04.72 / 1.5 / grpe-2 |
| 283 | 19970428 / -0.657 / 43.416 / 04.46 / 1.0 / grpe-4 | 297 | 19971208 / -0.632 / 43.398 / 02.78 / 1.2 / grpe-2 |
| 284 | 19970504 / -0.662 / 43.424 / 03.48 / 0.8 / grpe-9 | | |

Annexe C

Listes des figures et tableaux

Table des figures

| | | |
|------|---|----|
| 1.1 | Localisation géographique de Lacq | 16 |
| 1.2 | Production, pression du gaz et séismes | 17 |
| 1.3 | Schéma structural des Pyrénées | 18 |
| 1.4 | Sismicité Pyrénéenne entre 1989 et 2005 | 19 |
| 1.5 | Localisation des puits, isobathes du réservoir et failles au toit du réservoir en carte et coupes | 21 |
| 1.6 | Zone d'acquisition de sismique | 22 |
| 1.7 | Pression dans les puits au cours du temps | 22 |
| 1.8 | Histoire géologique de la région de Lacq | 24 |
| 1.9 | Structure géologique en carte en profondeur et coupes | 26 |
| 2.1 | Cercles de Mohr pour une charge tectonique et une surpression de fluide | 29 |
| 2.2 | Modèle poroélastique de Segall | 35 |
| 2.3 | Localisation des stations sismologiques des réseaux IPGS (1974-1997) et LGIT (1991-1997). | 37 |
| 2.4 | Carte de localisation des séismes d'après Feignier et Grasso (1990) | 40 |
| 2.5 | Coupe des localisation des séismes d'après Feignier et Grasso (1990) | 41 |
| 2.6 | Interprétation des mécanismes aux foyers composites par Feignier et Grasso (1990) | 41 |
| 2.7 | Modèle de déformation du gisement de gaz de Lacq de Maury (1992) | 42 |
| 2.8 | Profil de nivellement et affaissement entre 1989 et 1967. Les points A et A' représentent l'extension latérale de la zone affaissée en surface (reportés sur le profil d'affaissement). | 43 |
| 2.9 | Localisation des séismes de Lacq entre 1976 et 1995 selon Volant (1993) et Boyer (1996). | 45 |
| 2.10 | Évolution des contraintes horizontale et verticale à Lacq, selon volant (1993) | 46 |
| 2.11 | Modèle analogique de déformation, d'après Odonne (1999) | 47 |
| 2.12 | Modèle conceptuel de déformation, d'après Odonne (1999) | 48 |
| 2.13 | Motifs de fracturation ductile, intermédiaire et fragile | 49 |
| 3.1 | Enregistrement du séisme du 1989/06/22 - 02h30 | 55 |
| 3.2 | Enregistrement du séisme du 1996/01/14 - 21h07 | 56 |
| 3.3 | Enregistrement du séisme du 1992/06/20 - 02h35 | 58 |
| 3.4 | Calcul du rapport STA/LTA | 60 |
| 3.5 | Algorithme du Pointé Automatique de Gaillot (2000) modifié | 62 |
| 3.6 | Pointé automatique d'un sismogramme en impétus | 63 |
| 3.7 | Pointé automatique d'un sismogramme bruité | 64 |
| 3.8 | Pointé automatique d'un sismogramme bruité-2 | 65 |
| 3.9 | Pointé automatique réussi pour la seconde fréquence d'extraction | 66 |

| | | |
|------|---|-----|
| 3.10 | Pointé automatique sur du bruit avant la première arrivée | 66 |
| 3.11 | Exemple de fonction score en fonction d'un paramètre | 69 |
| 3.12 | Algorithme du Recuit Simulé appliqué au Pointé Automatique | 70 |
| 3.13 | Décroissance optimisée de la température du Recuit Simulé (refontes) | 71 |
| 3.14 | Inter-relation entre température, probabilité d'acceptation et score | 73 |
| 3.15 | Diagrammes d'erreurs du PA pour l'ensemble des traces de la base de données de Lacq | 79 |
| 3.16 | Pourcentages cumulés de pointés réalisés sous l'erreur | 80 |
| | | |
| 4.1 | Maillage du modèle de vitesse original | 84 |
| 4.2 | Tests de localisation HYPO71-REL3D | 86 |
| 4.3 | Diagrammes de résidus pour l'ensemble de la sismicité | 88 |
| 4.4 | Localisation par Non-Lin-Loc sans corrections de stations et découpage en sept zones. | 89 |
| 4.5 | Modèle de vitesse original de la région de Lacq (Guyoton, 1992) | 90 |
| 4.6 | Modèle de vitesse rééchantillonné | 91 |
| 4.7 | Modèle de vitesse rééchantillonné puis filtrage uniforme. | 92 |
| 4.8 | Modèle de vitesse de la région de Lacq, après rééchantillonnage et filtrage progressif. | 93 |
| 4.9 | Localisation des 1639 évènements | 96 |
| 4.10 | Localisation et incertitudes | 98 |
| 4.11 | Loi de magnitude locale | 99 |
| 4.12 | Sismogrammes saturés du 04/12/1997 | 100 |
| 4.13 | Loi de magnitude RéNaSS | 101 |
| 4.14 | Loi de magnitude hybride | 102 |
| 4.15 | Synthèse de la mise à jour des données et des traitements sismologiques. | 104 |
| 4.16 | Localisation et magnitude (carte) | 105 |
| 4.17 | Localisation et classification géographique (carte et coupes) | 107 |
| 4.18 | Évolution temporelle des localisations en cinq étapes (cartes) | 109 |
| 4.19 | Évolution spatio-temporelle de la sismicité (carte et coupes sériées) | 112 |
| 4.20 | Code couleur pour les différents types de mécanismes au foyer. | 116 |
| 4.21 | Mécanismes au foyer des évènements des groupes 1, 3 et 4 | 117 |
| 4.22 | Mécanismes au foyer des évènements des groupes 5, 7 et 8 | 118 |
| 4.23 | Mécanismes au foyer des évènements du groupe 6 et 9 | 119 |
| 4.24 | Mécanismes au foyer des évènements Ml _{geq} 2.5 du groupe 2 | 120 |
| 4.25 | Évolution temporelle des mécanismes au foyer des évènements du groupe 2 | 121 |
| 4.26 | Mécanismes au foyer en carte et en coupes sériées pour la période 1974/01-1988/06 | 122 |
| 4.27 | Mécanismes au foyer en carte et en coupes sériées pour la période 1988/06-1997/12 | 123 |
| | | |
| 5.1 | Sections verticales IN-LINE et X-LINE et section horizontale à 4500 m de profondeur de la migration temps convertie en profondeur | 128 |
| 5.2 | Sections verticales IN-LINE et X-LINE et section horizontale à 4500 m de profondeur de la migration profondeur | 129 |
| 5.3 | Maillage du modèle réservoir. | 131 |
| 5.4 | Cartes de pressions, perméabilités et porosité du modèle réservoir en 1997 | 133 |
| 5.5 | Cartes de pressions, perméabilités et porosité du modèle réservoir en 1997 et sismicité | 135 |

| | | |
|------|---|-----|
| 5.6 | Interprétation structurale grâce au modèle réservoir seul et interprétation conjointe modèle réservoir et sismicité | 139 |
| 5.7 | Évolution temporelle de la sismicité au niveau du cluster de puits et date du collapse du puits La141 | 141 |
| 5.8 | Rupture du puits La141 et infiltration d'eau dans le réservoir | 142 |
| 5.9 | Évolution temporelle de la magnitude et de l'énergie cumulée des séismes au niveau du puits La141 | 144 |
| 5.10 | Modèle conceptuel en "boite de sucre" avec failles non verticales préexistantes | 146 |
| 5.11 | Schématisation des zones de déformation sismique | 149 |
| 5.12 | Modèle conceptuel de déformation selon l'axe SSW-NNE | 151 |
| 5.13 | Modèle conceptuel de déformation selon l'axe SSW-NNE - 2 | 152 |
| 5.14 | Profil de nivellement et sismicité | 154 |
| 6.1 | Transformée en ondelettes schématisée | 160 |
| 6.2 | Transformée en ondelettes d'un sismogramme | 161 |
| 6.3 | D'une sinusoïde aux chirplets | 165 |
| 6.4 | Influence du paramètre σ | 166 |
| 6.5 | Influence du vecteur paramètre \mathbf{q} | 168 |
| 6.6 | Influence du vecteur paramètre \mathbf{e} | 170 |
| 6.7 | Ondes interférées et détection des maxima locaux en représentation temps-fréquence | 171 |
| 6.8 | Processus d'optimisation d'extraction d'un atome | 174 |
| 6.9 | Sous-itérations et focalisation | 176 |
| 6.10 | Décomposition atomique par Matching Pursuit de deux ondes interférées en présence d'un bruit blanc | 178 |
| 6.11 | Décomposition atomique d'un sismogramme | 179 |
| 6.12 | Comparaison des ondelettes, chirplets linéaires et chirplets non linéaires sur une onde de Rayleigh synthétique | 181 |
| 7.1 | Empreintes de sismogrammes | 187 |
| 7.2 | Courbes des coefficients de corrélation entre sismogrammes | 188 |
| 7.3 | Classification des séismes de Vauvert. | 189 |
| 7.4 | Exemple de représentation en dendrogramme | 191 |
| 7.5 | Dendrogramme obtenu d'après la classification grâce aux chirplets des événements appartenant aux groupes 2, 3 et 4 | 193 |
| 7.6 | Dendrogramme basé sur les cohérences (Fourier) des 82 événements de l'essai du groupe 4 | 196 |
| 7.7 | Dendrogramme basé sur les similarités calculées sur les critères morphologiques des atomes des 82 événements de l'essai du groupe 4 | 198 |
| 7.8 | Sommation sur un plan temps-fréquence des atomes des différentes familles du dendrogramme | 199 |
| 7.9 | Sismogrammes (station USI) pour chacune des familles a' , $b1'-b2'$ et c' | 200 |
| 7.10 | Variation de la moyenne du paramètre σ | 202 |
| 7.11 | Représentation en dendrogramme de la classification en chirplets de l'essai du groupe 2 | 205 |
| 7.12 | Localisations des événements des 7 familles issues de la classification | 206 |
| 7.13 | Localisation des événements des familles A et E | 207 |

Liste des tableaux

| | | |
|-----|---|-----|
| 2.1 | Sismicité induite par extraction d'hydrocarbures | 33 |
| 2.2 | Localisation géographique des stations sismologiques des réseaux locaux | 38 |
| 3.1 | Base de données de sismogrammes. | 57 |
| 3.2 | Résultats de pointé automatique avec formule "globale" | 77 |
| 3.3 | Résultats de pointé automatique avec formule "résidu" | 78 |
| 3.4 | Pourcentages de traces pointés dans chaque gamme de poids | 81 |
| 3.5 | Pourcentages de traces pointées sous l'erreur désirée par gamme de poids. | 81 |
| 4.1 | RMS moyens pour les différentes variations du modèle de vitesse et de corrections de stations | 95 |
| 4.2 | Affiliation groupe-localisation | 108 |
| 6.1 | Notations pour la décomposition en chirplets | 164 |
| 6.2 | Paramètres des signaux synthétiques et des atomes extraits | 175 |
| 6.3 | Liste des 13 atomes décomposés du sismogramme | 180 |
| 7.1 | Matrices de cohérence pour l'exemple synthétique de dendrogramme | 191 |
| 7.2 | Les 82 évènements du cluster de puits (groupe 4) rentrés dans la classification | 195 |
| 7.3 | Moyenne du paramètre σ selon les stations et les familles de classification | 201 |