



**HAL**  
open science

# Comportement à la source de séismes induits : caractérisation géomécanique

Bruno Feignier

► **To cite this version:**

Bruno Feignier. Comportement à la source de séismes induits : caractérisation géomécanique. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1989. Français. NNT: . tel-00719602

**HAL Id: tel-00719602**

**<https://theses.hal.science/tel-00719602>**

Submitted on 20 Jul 2012

**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.



OBSERVATOIRE DE GRENOBLE

ET

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GEOLOGIE ET DE MECANIQUE

## THESE

présentée à

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER  
DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Mention : MECANIQUE

Spécialité : Géophysique

par

Bruno FEIGNIER

SUJET

COMPORTEMENT A LA SOURCE  
DE SEISMES INDUITS:  
CARACTERISATION GEOMECHANIQUE

Soutenu le 9 Juin 1989 devant la Commission d'Examen

MM. P. VIALON	Président
A. McGARR	Rapporteur
F.H. CORNET	Rapporteur
J.R. GRASSO	Directeur de thèse
G. PERRIER	Examineur
G. WITTLINGER	Examineur
V. MAURY	Examineur

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 83 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE

ET

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GEOLOGIE ET DE MECANIQUE

# THESE

présentée à

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER  
DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

**DOCTEUR**

Mention : MECANIQUE

Spécialité : Géophysique

par

**Bruno FEIGNIER**

SUJET

**COMPORTEMENT A LA SOURCE  
DE SEISMES INDUITS:  
CARACTERISATION GEOMECHANIQUE**

---

Soutenue le 9 Juin 1989 devant la Commission d'Examen

MM. P. VIALON	Président
A. McGARR	Rapporteur
F.H. CORNET	Rapporteur
J.R. GRASSO	Directeur de thèse
G. PERRIER	Examineur
G. WITTLINGER	Examineur
V. MAURY	Examineur

10413421

Cette page de remerciements s'adresse à toutes les personnes qui, par leur sympathie et leur perpétuelle bonne humeur ont transformé un séjour, initialement prévu comme éclair, en 8 bonnes années de vie grenobloise. Sans elles, vous n'auriez pas l'immense plaisir de tenir ces quelques pages entre vos mains !

Tout d'abord, je tiens à remercier mes parents pour leurs encouragements alors que je m'enfonçais toujours plus profondément dans les méandres des études universitaires ... et aussi, bien sur, pour leur aide financière durant de longues années.

J'ai une pensée émue pour tous les géologues, reconvertis ou non, qui ont peuplé mes premières années dauphinoises. Cet univers, parfois bestial tant dans l'amphi de tous les jours (de la jument aux marmottes) que durant les sorties à ski de rando (de tous les jours ?), m'a convaincu qu'il n'existait pas d'incompatibilité majeure entre Beaujolais et Gratin Dauphinois !

Plus récemment, l'appartenance à la lignée des Mc H.Woaloo a grandement facilité mon intégration au laboratoire. Il me paraît d'ailleurs nécessaire de protéger cette espèce en voie de disparition tant les 1/4 d'heure (voire 1/2 heure ...) de défoulement avec quelques petits camarades m'ont été agréables au milieu de journées de travail intense.

Je profite également de cette occasion pour remercier ceux qui ont contribué à l'avancement des travaux. Jean-Robert Grasso, mon boss, beaucoup plus présent derrière cette étude que ce que certains semblent croire.

J'ai particulièrement apprécié notre collaboration, conciliant liberté d'action et possibilité de dialogue. Merci aussi pour l'apport pédagogique lors de la rédaction qui a conduit à doubler l'épaisseur de ce volume, mais aussi à le rendre un tant soit peu compréhensible. L'incontournable G. Ménard a accepté, parcimonieusement, de sortir de son célèbre mutisme pour m'éclairer de ses idées lumineuses. D. Hatzfeld, M. Frogneux et P. Genest m'ont guidé lors de la mise au point de la chaîne de numérisation.

Merci à Olivier de m'avoir emmené au Pilier Sud et, accessoirement, d'avoir relu et corrigé l'original de cette thèse. Il s'est acquitté de sa tâche avec un sérieux et un esprit critique inaltérables. D'ailleurs, l'exemple pris au hasard et présenté ci-dessous illustre parfaitement mon propos.

## ~~CHAPITRE I~~

### ~~PRESENTATION GENERALE DE L'ÉTUDE~~ ↗

??

Les dernières lignes sont destinées aux membres du jury. Merci à P. Vialon d'en avoir été le président, à F.H. Cornet et A. McGarr, rapporteurs lointains mais attentionnés, et aux examinateurs G. Wittlinger, G. Perrier et V. Maury (qui a pour sa part accepté de venir "affronter" les universitaires !).

Enfin, je tiens à remercier Elf Aquitaine pour le financement de cette étude et l'accès à des données "confidentielles", même si cela n'est pas toujours sans légers inconvénients ...

## SOMMAIRE

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail: plalour@ujf-grenoble.fr

Avant-propos

INTRODUCTION GENERALE .....	1
I PRESENTATION GENERALE DE L'ETUDE .....	5
I.1 Etat des connaissances .....	7
I.2 Objectifs .....	25
II ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES .....	29
II.1 Acquisition des enregistrements analogiques .....	31
II.2 Numérisation des enregistrements .....	33
II.3 Traitement des données par analyse spectrale .....	35
II.3.a Présentation de la méthode .....	37
II.3.b Correction de la fonction de transfert de la chaîne d'acquisition .....	39
II.3.c Sélection des données .....	41
III LES PARAMETRES DE LA SOURCE .....	53
III.1 Choix du modèle théorique de source sismique .....	55
III.2 Test de validité du modèle pour les séismes de Lacq .....	60
III.3 Analyse des paramètres du modèle .....	61
III.3.a Les paramètres relatifs à chaque station .....	63
III.3.b Les paramètres relatifs à la source .....	81
III.4 Résultats/Incertitudes .....	88
III.4.a Calcul de l'incertitude .....	88
III.4.b Présentation des résultats .....	89
III.5 Discussion sur les lois d'échelle .....	97

IV ANALYSES DES PARAMETRES DES SOURCES SISMIQUES .....	109
IV.1 Présentation du gisement .....	111
IV.2 Etude générale des ruptures .....	115
IV.2.a Répartition cartographique .....	115
IV.2.b Répartition temporelle .....	123
IV.2.c Répartition en profondeur .....	135
IV.2.d Répartition en fonction du mécanisme de rupture .....	151
IV.3 Description fine du site et de la production .....	153
IV.3.a Définition des niveaux géologiques .....	153
IV.3.b Production du gisement .....	155
IV.4 Etude détaillée des ruptures .....	157
IV.4.a Evolution des paramètres de source par niveau géologique .....	159
IV.4.b Etude cartographique par niveau géologique .....	171
IV.4.c Etude temporelle par niveau géologique .....	171
IV.4.d Etude du mécanisme de rupture dans un niveau (ASU) .....	173
IV.4.e Rôle de la production .....	173
IV.5 Synthèse .....	177
CONCLUSION GENERALE .....	183
BIBLIOGRAPHIE .....	191
ANNEXE I .....	203
ANNEXE II .....	213
ANNEXE III .....	223

### Avant-propos

*Certains lecteurs vont vraisemblablement s'étonner, lors de la lecture des chapitres qui suivent, de voir des unités de paramètres physiques n'appartenant pas au Système International. Aucun souci d'originalité n'explique ce fait; bien au contraire, seule la volonté de pouvoir aisément comparer les résultats à ceux d'autres études m'a poussé à exprimer les moments sismiques en dyn.cm, les chutes de contrainte en bars ou les énergies sismiques en ergs. En effet, la grande majorité des articles sur le sujet emploie ces unités. Je rappelle donc:*

$$\begin{aligned}
 1 \text{ dyn.cm} &\longleftrightarrow 10^{-7} \text{ N.m} \\
 1 \text{ bar} &\longleftrightarrow 10^5 \text{ Pa} \\
 1 \text{ erg} &\longleftrightarrow 10^{-7} \text{ J}
 \end{aligned}$$

*D'autre part, la littérature scientifique actuelle étant publiée en anglais, il est parfois difficile, voire dangereux, de vouloir systématiquement traduire certains termes techniques en français. Pour les cas les plus douteux, j'ai donc préféré laisser en italique, derrière la traduction française approximative, le terme anglais entre parenthèses.*

Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.

Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.

Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.

## INTRODUCTION GENERALE

Depuis quelques années, les études portant sur les séismes induits par les activités humaines sont de plus en plus fréquentes. Un grand nombre d'entre elles répond à la demande d'industriels souhaitant mieux comprendre les raisons et les risques d'une telle sismicité, leurs conclusions sont donc très appliquées. D'autres études, en nombre croissant, sont le fait de chercheurs dont les motivations sont d'ordre purement fondamental. En effet, ce type de sismicité présente des avantages non-négligeables par rapport à la sismicité naturelle, pour l'étude des sources sismiques. D'une part, la zone sismique étant globalement connue, il est aisé d'installer un réseau possédant une bonne couverture azimutale, qui permet une localisation précise des événements. D'autre part, le phénomène conduisant au déclenchement de la sismicité est souvent connu qualitativement et quantitativement. On possède donc plus d'informations que lors de l'étude de séismes naturels.

Dans cette optique de recherche fondamentale, les séismes induits par l'exploitation de gisements présentent l'intérêt particulier d'être les plus proches des séismes naturels. En effet, le processus qui conduit à la sismicité est le soutirage de fluides. Il se produit en profondeur, sur des intervalles de temps relativement longs (plusieurs années), à l'échelle de tout le gisement: ce n'est pas un phénomène ponctuel ni dans le temps, ni dans l'espace. Le fait le plus important est sans doute que l'extraction se traduit par une modification lente et continue du milieu et donc de son état de contrainte. D'autre part, la connaissance du site, liée aux nombreux forages et profils sismiques, permet de définir très précisément la structure du sous-sol. On peut alors, dans le cas le plus favorable, estimer l'influence des paramètres géologiques et mécaniques du milieu sur la sismicité et ses caractéristiques. Ce type d'informations, ne

pouvant jamais être obtenu en dehors de ce cas d'étude, apporte un éclairage nouveau pour l'analyse des phénomènes sismiques.

Les pages qui suivent s'inscrivent dans cette logique. Les enregistrements de séismes induits par l'exploitation du gisement de gaz de Lacq sont utilisés dans le but de caractériser la sismicité en fonction du milieu, utilisant à cette fin de nombreuses données relatives au gisement. Une description très générale du site est proposée initialement, puis les données précises sont introduites, selon leur nécessité, au fur et à mesure du développement de l'étude. Afin de favoriser la partie interprétative de l'étude, il a volontairement été décidé de n'étudier que 3 années d'enregistrement (Août 1976 - Juin 1979) pour lesquelles nous disposons déjà de données "évoluées" (relocalisations, mécanismes au foyer). De plus, la mise en place d'un système d'acquisition numérique à partir de 1980 pose certains problèmes de compatibilité dans la réponse dynamique des chaînes d'enregistrement. Etant particulièrement intéressés par les valeurs relatives des paramètres, nous avons préféré nous limiter à une période durant laquelle les caractéristiques techniques du réseau sont demeurées inchangées.

Le premier chapitre présente un historique de la sismicité et des études qui ont été menées sur le champ de Lacq. En effet, ce travail venant à la suite de 5 années de recherches dans le laboratoire, il est logique de faire l'état des connaissances et des interrogations qui demeurent. Ce premier chapitre comprend aussi une analyse cinématique des ruptures à partir de l'étude des mécanismes au foyer. Ce thème est détaillé dans un article en annexe.

Le second chapitre aborde l'analyse des paramètres des sources sismiques. L'acquisition des données numériques et le principe de la méthode d'analyse spectrale y sont détaillés.

Le troisième chapitre traite du choix du modèle de source sismique, teste la validité du modèle adopté et définit les différents facteurs intervenant dans les calculs des paramètres des sources.

Le quatrième chapitre est consacré à l'interprétation des paramètres obtenus. Il est divisé en 2 parties: la première utilise les outils de la sismicité naturelle (études temporelle et spatiale), la seconde met en œuvre les informations propres au fait de la sismicité induite: ce sont la connaissance fine du site et celle du processus de déclenchement de la sismicité (chute de pression du réservoir de gaz). On peut alors tenter une analyse des paramètres

des sources par niveau géologique. A la fin de ce chapitre, une synthèse des principaux résultats est proposée.

Enfin, la conclusion générale présente une vue globale des nouvelles connaissances apportées par cette étude et propose de quoi alimenter quelques nouvelles thèses ...

CHAPITRE I

PRESENTATION GENERALE DE L'ETUDE

### I.1 Etat des connaissances

L'histoire sismique de Lacq débute le 24 novembre 1969. Ce jour là, pour la première fois, une secousse sismique fut ressentie par les habitants de la région et l'enquête macrosismique qui la suivit, permit de centrer les isoséistes sur le champ de Lacq (figure I.1). Après ce séisme, deux nouvelles secousses, dont la magnitude fut estimée entre 3 et 4, localisées à l'aplomb du champ de Lacq, eurent lieu en janvier et décembre 1972. A la demande de la Direction Départementale de la Protection Civile, la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine (SNPA), société exploitante du gisement, fit procéder à l'installation d'un réseau de surveillance sismique.

L'Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS), sollicité, se chargea de la mise en place de ce réseau à faible ouverture, centré sur le champ de Lacq, en 1974. Depuis cette date, un bulletin de localisation des séismes enregistrés est remis contractuellement à la société exploitante (maintenant SNEA(P)-DEL), chaque année (cf. Rapports IPGS, 1974 à 1987). Hormis ce travail de surveillance, Rothé (1977) s'intéressa de plus près à cette nouvelle sismicité. En effet, ces séismes sont localisés dans une région historiquement asismique (Vogt, 1982) bien que située à seulement 25 km de la région d'Arette, réputée, elle, pour sa sismicité (Hoan-Trong et Rouland, 1971, Gagnepain et al., 1982). Il ne tarda pas à relever l'analogie qui existait avec un séisme ayant eu lieu en 1951 dans la plaine du Pô. L'hypocentre de ce séisme était situé à 5 km de profondeur à l'aplomb du gisement de gaz de Caviaga et Caloi (1956, 1970) avait émis à cette occasion, l'idée d'un séisme induit par l'exploitation. Cette particularité d'une sismicité induite par

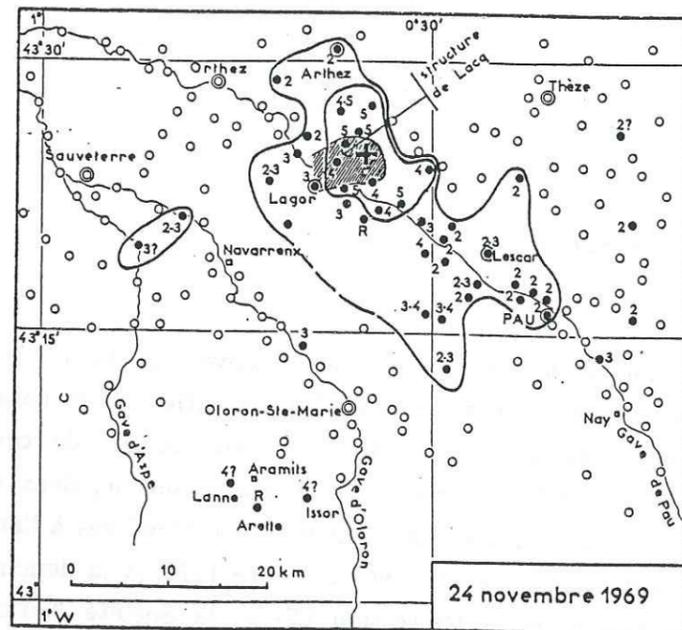


Figure I.1 : Isoséistes du séisme du 24 novembre 1969 centrées sur la structure de Lacq. Les points noirs indiquent les localités où la secousse fut ressentie. La croix donne la localisation de l'épicentre (d'après Rothé, 1977).

l'exploitation de gisement d'hydrocarbures, apparaissant pour la première fois à Goose Creek (Texas) en 1925 (Pratt and Johnson, 1926), fut démontrée par ailleurs par de nombreux auteurs (Frame, 1952, Milne and Berry, 1976, Yerkes and Castle, 1976, Smirnova, 1977, entre autres). Les travaux de Rothé (1977) furent ensuite développés par Wittlinger (1980). Celui-ci présenta les premières analyses s'appuyant sur les séismes locaux, enregistrés par le réseau local. Si la localisation des événements en X, Y ne laissait guère planer de doute quant à la corrélation entre exploitation et sismicité, l'interprétation géomécanique du phénomène restait, elle, beaucoup plus délicate. Il fallait en effet définir la part de responsabilité du gisement d'huile et de celui de gaz, qui sont superposés, des injections d'eaux usées et de celles d'acides nécessaires à la stimulation du gisement. Pour répondre à ces questions, la géophysique seule s'avérait impuissante. En 1981, la SNEA(P) proposa donc à l'IRIGM de traiter le problème dans un cadre pluridisciplinaire. La relation exploitation-sismicité étant acquise, il fallait comprendre les raisons de cette sismicité et, si possible, proposer des solutions pour en atténuer les effets.

Pour répondre à ce problème, une approche géomécanique parut évidente. Elle supposait une bonne connaissance mécanique et structurale du gisement, c'est-à-dire une caractérisation fine de la structure interne de la zone étudiée. Mais pour en tirer toute l'information souhaitée, ce travail passait d'abord par une relocalisation fine des hypocentres. En effet, les localisations "standard" effectuées par l'IPGS donnaient des incertitudes de l'ordre de quelques centaines de mètres en X, Y et pouvant atteindre plus d'un kilomètre en Z. Il était difficile dans ces conditions de corrélérer de façon sûre la sismicité à un des deux gisements et à plus forte raison à une couche donnée. Le premier travail fut donc de relocaliser les événements par inversion. Il fut suivi par une campagne d'analyse structurale sur le terrain et enfin par des essais de mécanique des roches en laboratoire. Ce sont ces 3 thèmes de recherche, développés dans le rapport de synthèse remis par l'IRIGM à la SNEA(P) (Grasso et al., 1985), que nous allons résumer maintenant.

La relocalisation des séismes utilise le processus d'inversion décrit dans Grasso et al. (1983). Cette technique, par approche stochastique, tente d'expliquer "au mieux" les temps de propagation mesurés en faisant varier simultanément la position des foyers en X, Y, Z et le modèle de vitesse utilisé. Cette méthode montre tout son intérêt à travers les résultats suivants: une

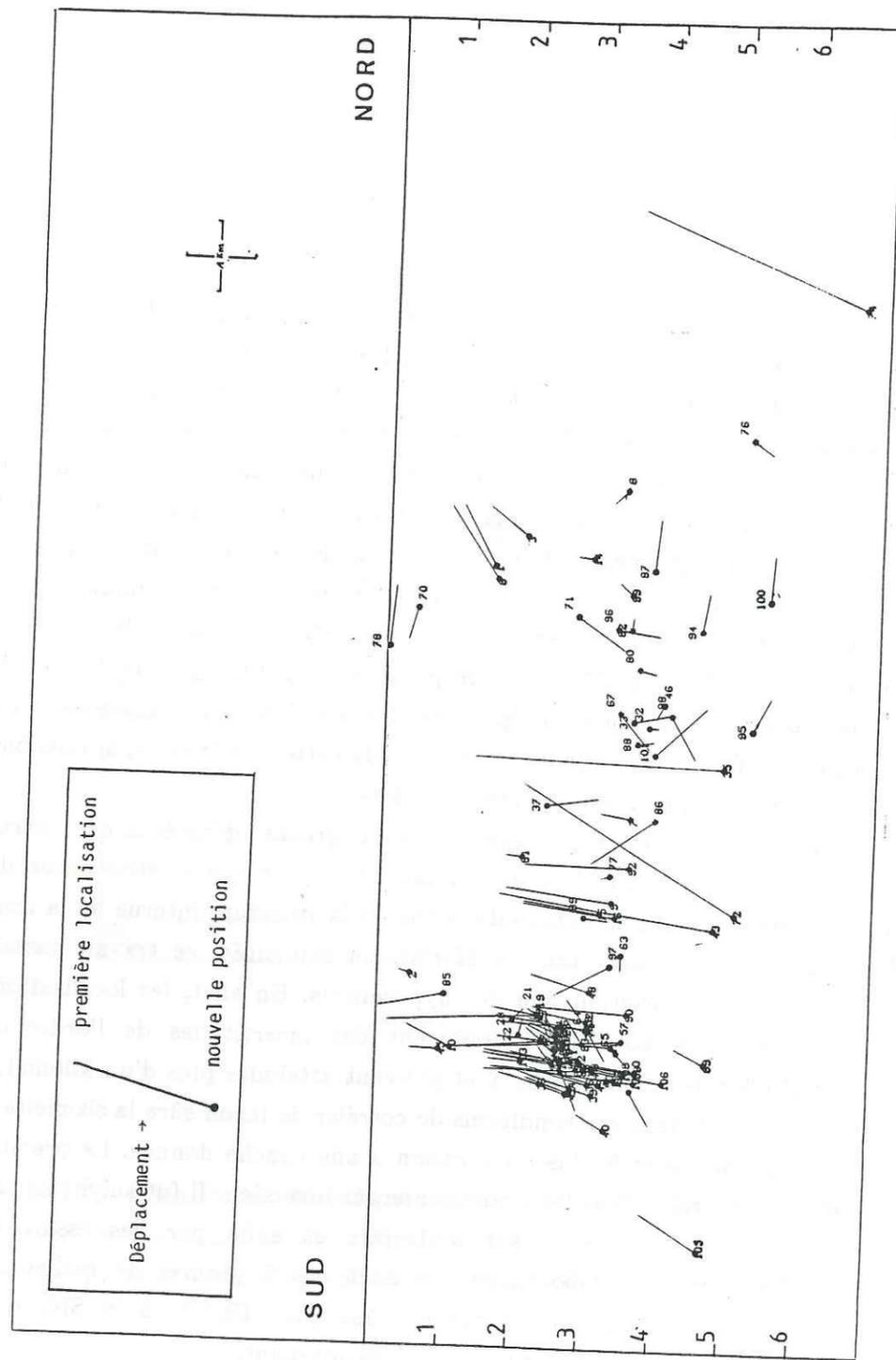


Figure I.2 : Coupe présentant les mouvements des foyers à la suite de l'inversion. Les données utilisées vont de août 1976 à juin 1979 (d'après Grasso et al., 1985).

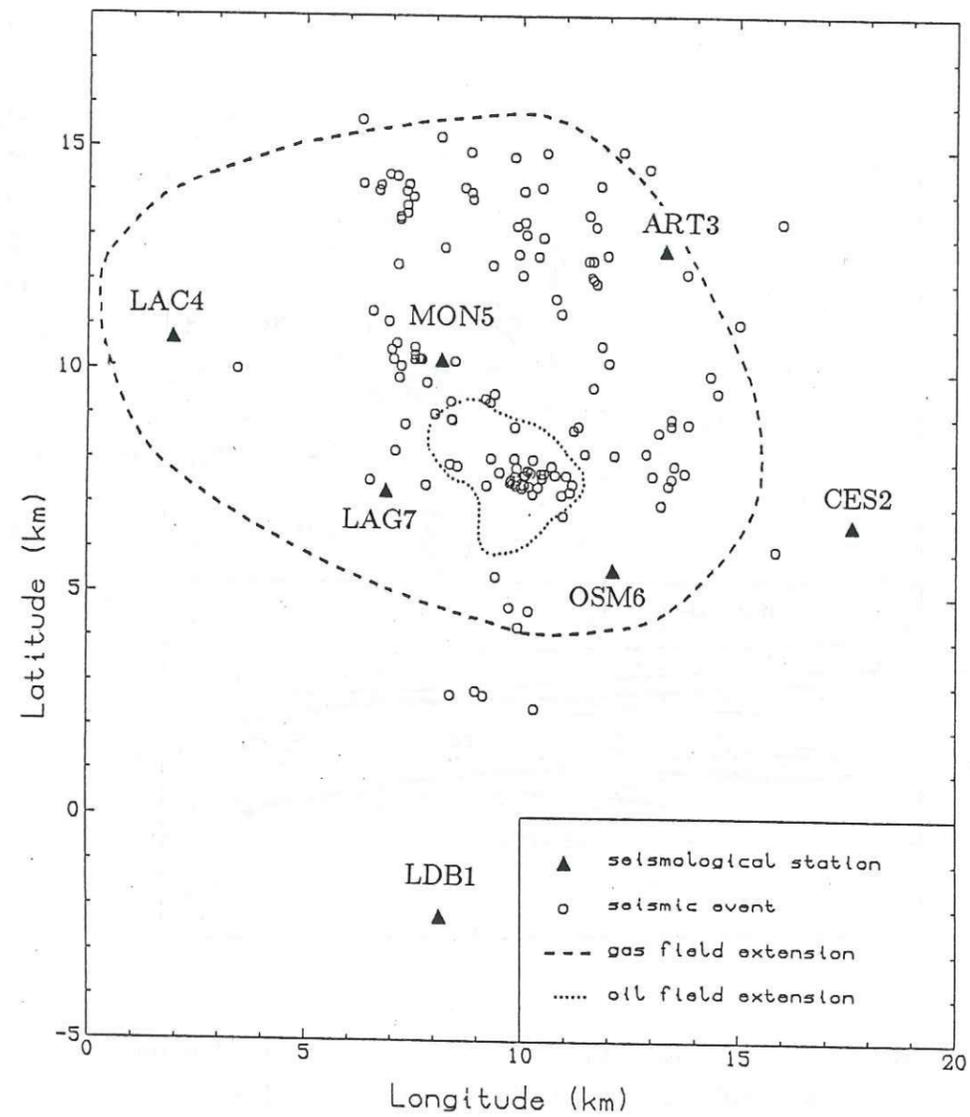
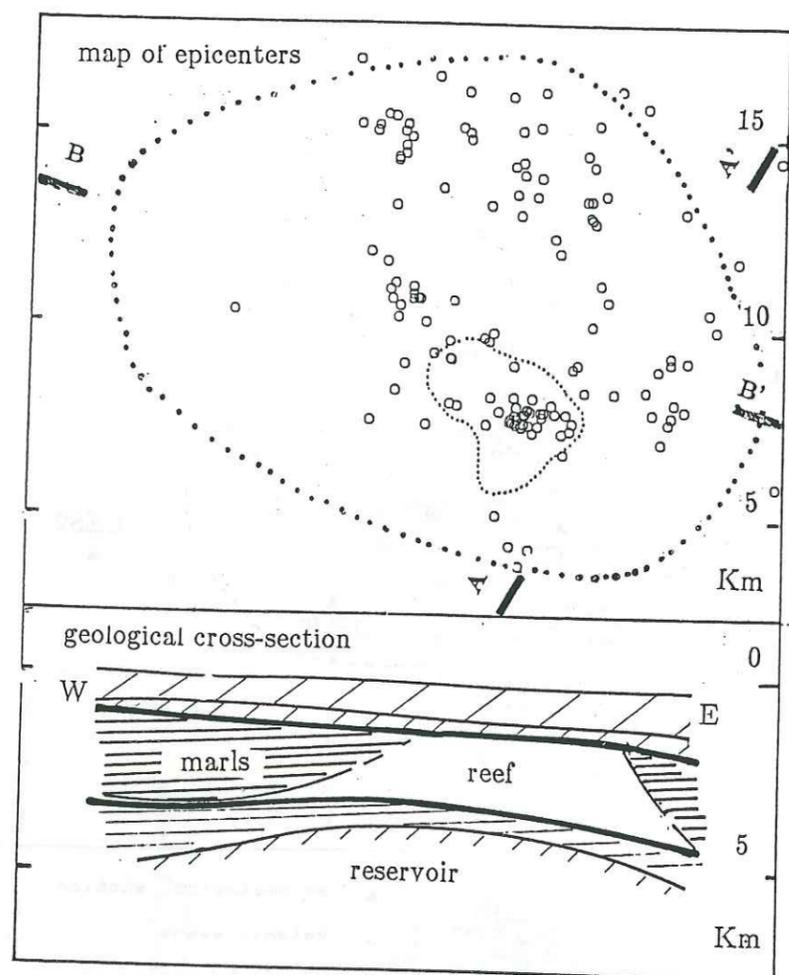


Figure I.3 : Carte de sismicité utilisant les nouvelles localisations des séismes. La corrélation des hypocentres avec l'extension supposée du champ de gaz (en trait tireté) traduit le lien sismicité - exploitation. Les coordonnées sont relatives. L'origine en longitude correspond au km 360 du Lambert III, l'origine en latitude correspond au km 120.



**Figure I.4 :** Corrélation entre l'asismicité de la partie occidentale du gisement (carte en haut) et la variation latérale de faciès (coupe en bas), d'après Grasso et Feignier, 1988.

variation du seul modèle de vitesse initial à couches planes permet d'expliquer 32% des résidus mesurés entre temps de propagation mesurés sur le terrain et temps de propagation calculés à partir du modèle de vitesse. Par contre, si l'on permet aussi une variation de la position des foyers, 80% des résidus sont expliqués (Grasso et al., 1985). Une coupe du gisement avec les mouvements des hypocentres à la suite de la relocalisation est présentée figure I.2. Cette méthode de calcul permet donc, à la fois, une meilleure localisation des hypocentres (figure I.3) et une réduction de leur ellipsoïde d'incertitude, les valeurs obtenues étant de l'ordre de 100 m en X, Y et 150 m en Z. Les localisations des nouveaux foyers et leurs incertitudes correspondantes sont données en annexe 1. Les cartes et coupes issues de cette relocalisation mettent clairement en évidence une concentration de la sismicité à l'aplomb du champ de gaz et dans les niveaux intermédiaires entre les 2 gisements. L'étude détaillée de la carte de sismicité permet d'aller plus loin. D'une part, l'asismicité de la zone occidentale du gisement peut être reliée au passage latéral d'un faciès de calcaire récifal à des marnes (figure I.4), d'autre part si tous les séismes sont concentrés dans l'extension du gisement de gaz, une répartition spatiale aussi diffuse implique un moteur ayant une grande extension. Cet argument permet repousser l'hypothèse d'une sismicité liée à l'injection d'eau ou d'acide, qui s'avère exacte pour d'autres gisements, comme par exemple ceux de Rangely dans le Colorado (Raleigh et al., 1972, 1976) et de Gobles dans l'Ontarion (Mereu et al., 1986).

Dans notre étude, le seul moteur ayant la même échelle que la sismicité est la chute de pression du réservoir de gaz à la suite de l'exploitation (Grasso et Wittlinger, 1988). Cette chute de pression atteint 50 MPa entre 1957 et 1985 (figure I.5). De plus, cette hypothèse qui implique une compaction des niveaux du réservoir et donc une certaine subsidence des terrains sus-jacents, est étayée par les données d'un profil de nivellement, levé en 1967 et 1979. Ce profil montre une subsidence d'extension identique à celle du gisement et centrée sur le top de la structure (figure I.6). Néanmoins, cette subsidence (3 cm en 12 ans) n'a pas le même ordre de grandeur en extension verticale que les 8 m mesurés sur le gisement de Wilmington (Kovach, 1974) et une modélisation numérique du type de celle de Segall (1985) reste à faire pour quantifier l'effet de la chute de pression.

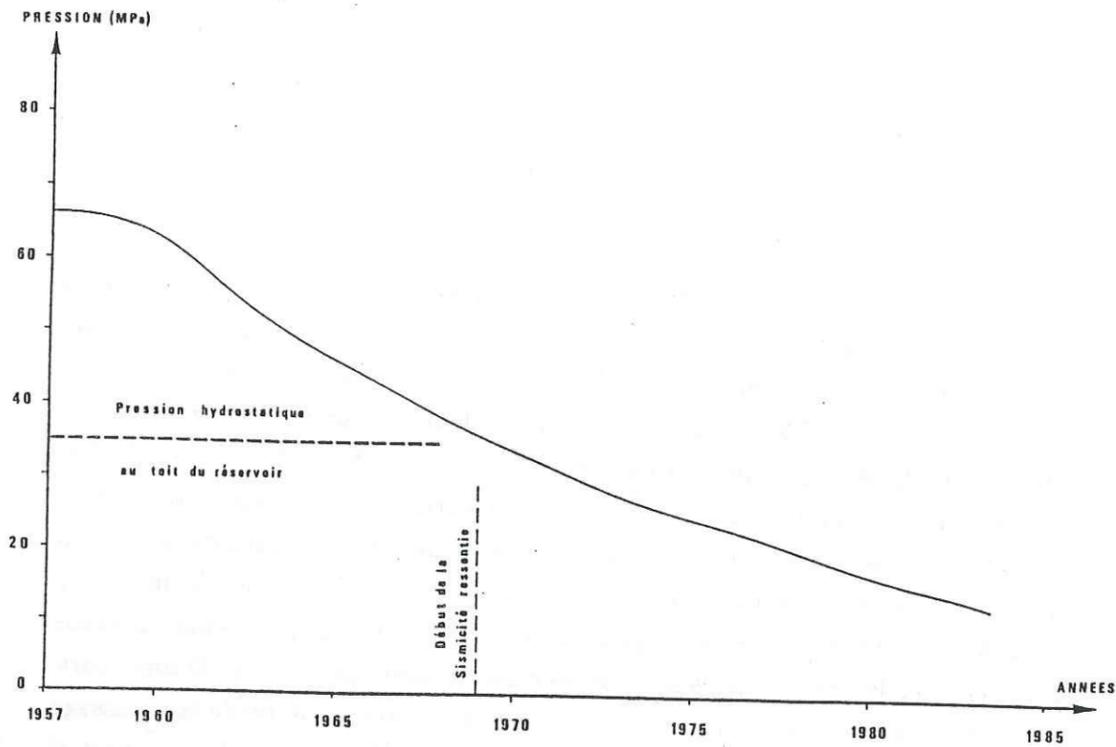


Figure I.5 : Evolution de la pression en fonction du temps depuis le début de l'exploitation. La chute de pression totale atteint plus de 50 MPa (d'après Grasso et al., 1985).

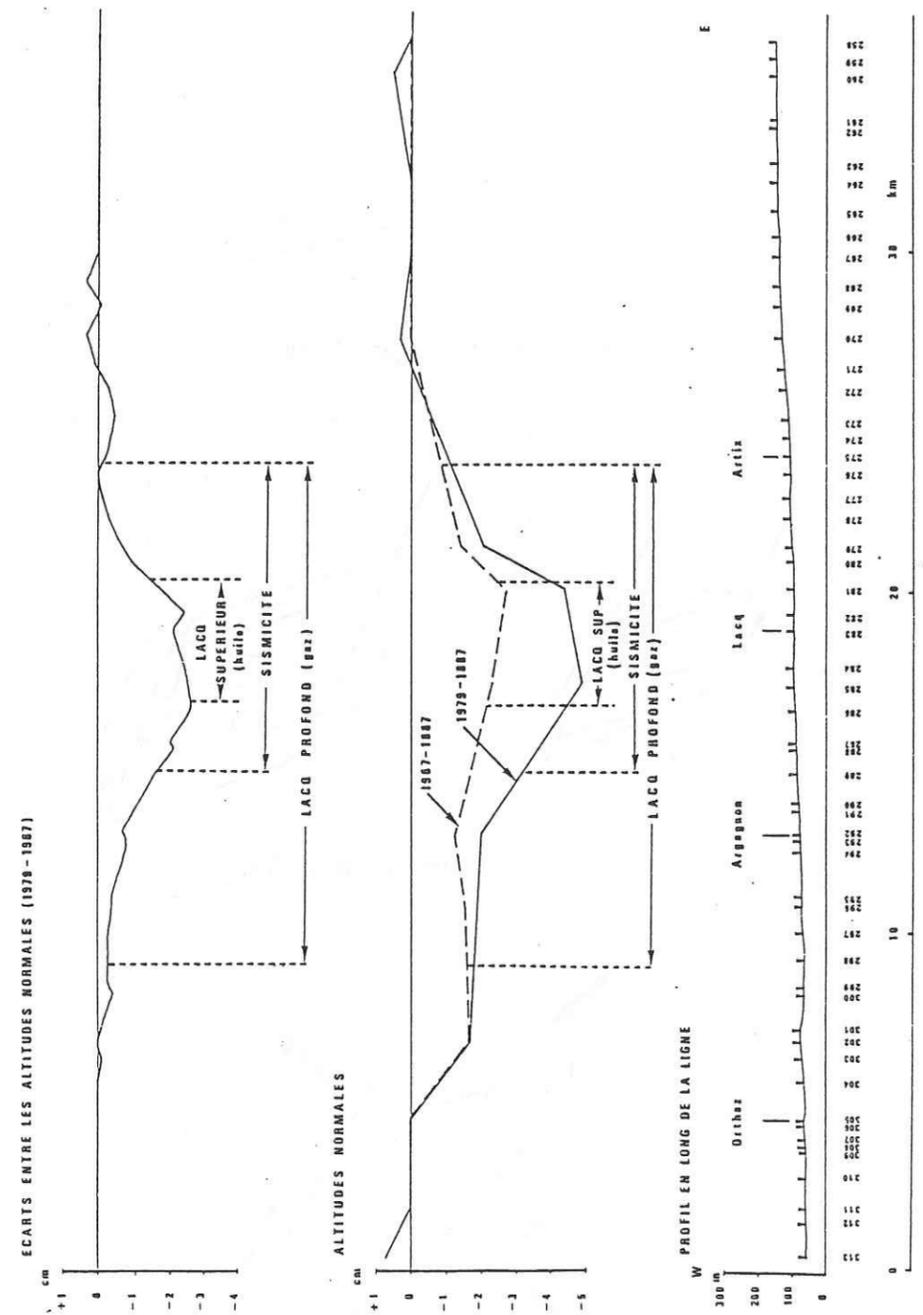
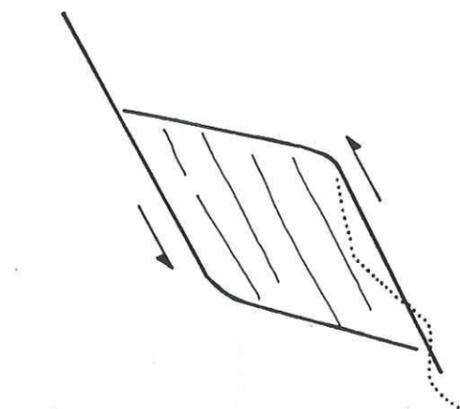
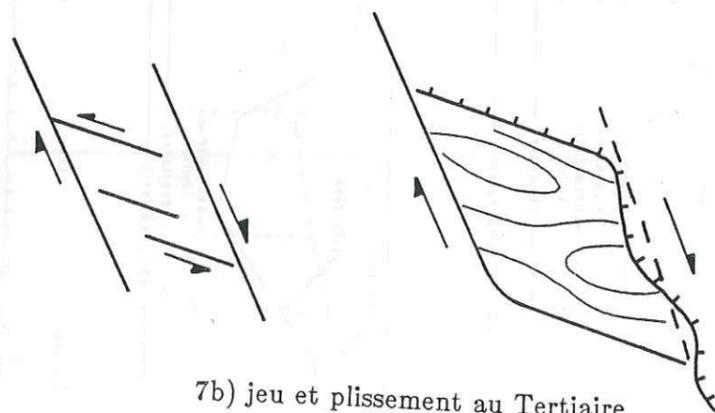


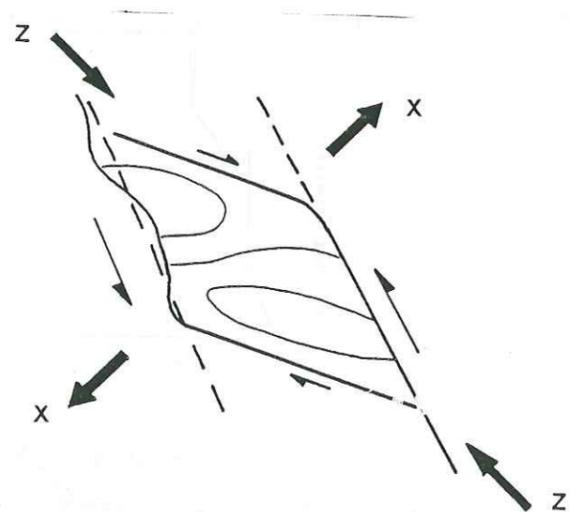
Figure I.6 : Levés IGN à travers le gisement de Lacq à 3 dates: 1887, 1967, 1979. Le profil du bas indique les points de mesure, le profil intermédiaire donne l'écart entre les 2 premières mesures 1887-1967 (trait tireté) puis la subsidence totale entre 1887 et 1979 (trait continu). Le profil du haut représente l'écart entre 1967 et 1979 (d'après Grasso et al., 1985).



7a) jeu des failles au Crétacé



7b) jeu et plissement au Tertiaire



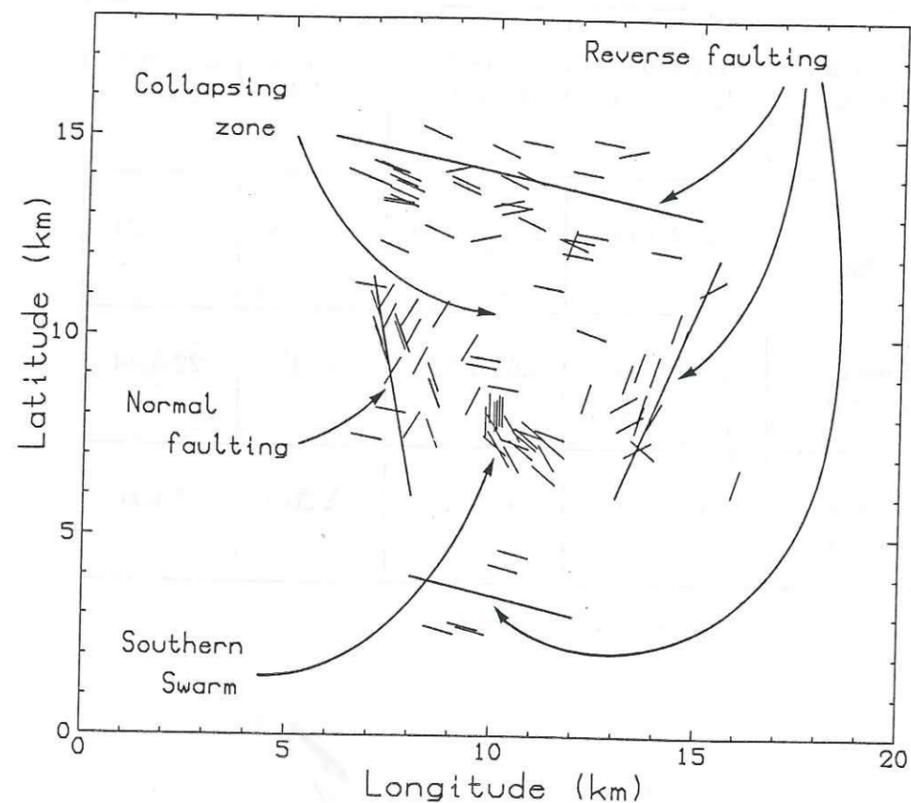
7c) Etat de contrainte et jeu des failles actuels

Figure I.7 : Schémas généraux d'évolution structurale (d'après Grasso et al., 1985)

Paramètres mécaniques des entités géologiques

Formation géologique	Résistance à la rupture (MPa)	Densité (g/cm <sup>3</sup> )	Porosité	Elasticité (GPa)
Calcaire récifal	45 à 158	2,58 à 2,64	1 à 4%	30 à 64
Marnes de Sainte Suzanne	43 à 95	2,65 à 2,70	< 1%	22 à 44
Niveaux du réservoir	10 à 210	2,41 à 2,94	1 à 20%	5 à 60

Tableau I.1 : Tableau récapitulatif des différentes mesures des paramètres mécaniques des roches (adapté de Grasso et al., 1985).

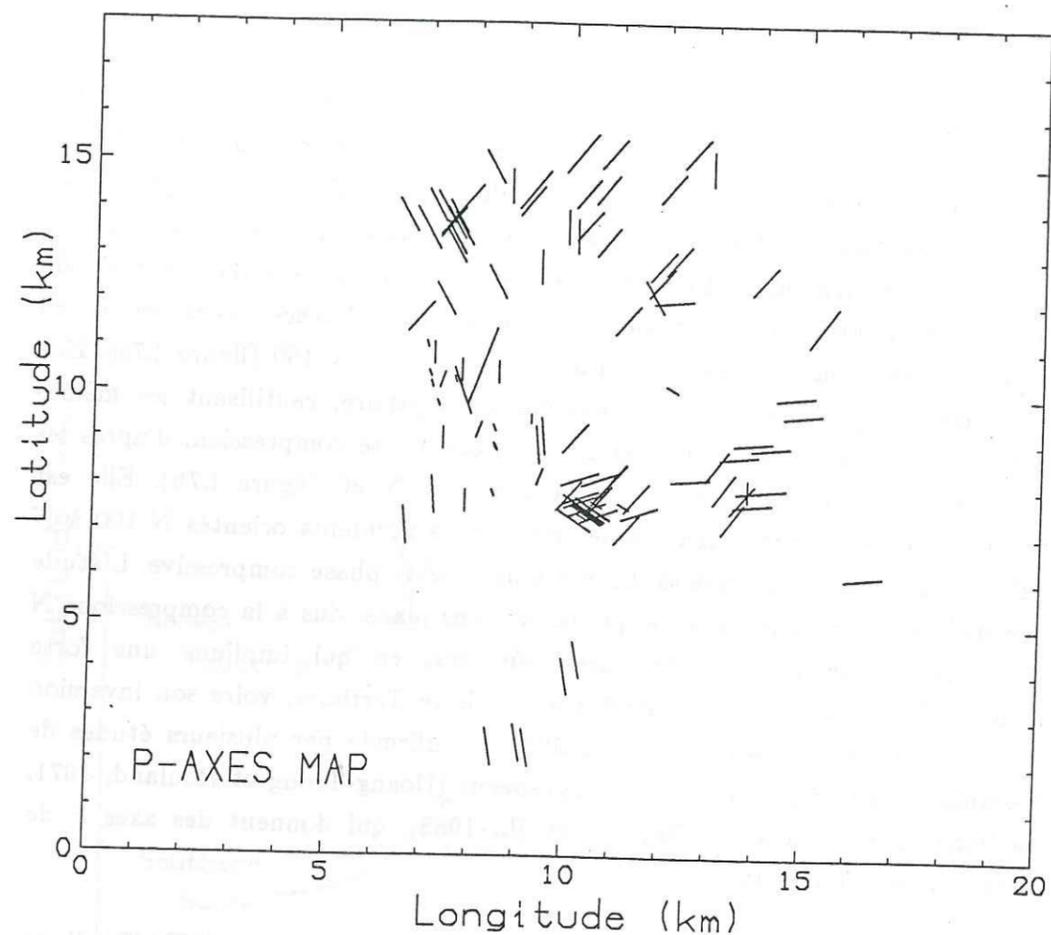


**Figure I.8 :** Carte de sismicité. Les séismes sont représentés par des traits parallèles à l'orientation supposée de leurs plans de failles. Les directions majeures sont schématisées par de longs traits continus. Les coordonnées sont relatives. L'origine en longitude correspond au km 360 du Lambert III, l'origine en latitude correspond au km 120.

Pour l'analyse structurale, malgré un terrain qui ne s'y prête pas vraiment, des campagnes de mesures furent menées. Elles ont permis de déterminer les populations de failles existantes et parfois leurs rejeux. L'effet essentiel de cette étude fut de mieux comprendre le processus de formation du gisement et surtout de mettre en évidence les directions majeures de fracturation ainsi que les champs de contraintes nécessaires à la formation et au jeu de ces fractures. Deux grandes phases apparaissent dans l'étude du rejeu des failles: une période d'extension au Crétacé avec rejeu en décrochement sénestre des accidents transpyrénéens N 150 (figure I.7a). Elle est suivie d'une période de compression au Tertiaire, réutilisant les mêmes accidents mais avec un rejeu dextre, cette fois. Cette compression, d'après les stylolithes, semble maximale selon la direction N 30 (figure I.7b). Elle est vérifiée par les décrochements sénestres sur les accidents orientés N 100 à N 120. Le plissement du dôme de Lacq est lié à cette phase compressive. L'étude des structures actuelles montre que les anciens plans, dus à la compressions N 30, sont aujourd'hui des fractures ouvertes, ce qui implique une forte modification du champ de contraintes depuis le Tertiaire, voire son inversion (figure I.7c). Cette possibilité est d'ailleurs confirmée par plusieurs études de mécanismes aux foyers de séismes pyrénéens (Hoang-Trong et Rouland, 1971, Modiano, 1980, Gagnepain-Beyneix et al., 1982), qui donnent des axes P de direction moyenne N 120.

D'autre part, nous disposons, par l'intermédiaire de la SNEA(P) d'une importante bibliographie concernant la formation et la fracturation du réservoir de gaz lui-même (Coustau, 1965, Barreyre et Mollier, 1973, Lebailly, 1979, Janot et Germaine, 1980). Toutes ces études conduisent à une même conclusion: la fracturation du réservoir de gaz est intense et montre des directions privilégiées N 30 et N 120 coïncidant avec les résultats de l'étude structurale.

Dans le cadre de cette étude pluridisciplinaire, des essais de laboratoire en mécanique des roches ont été effectués sur des échantillons prélevés lors de forages. Les caractéristiques mécaniques des niveaux concernés par la sismicité ont ainsi pu être déterminées: résistance à la rupture, densité, porosité, élasticité (cf Tableau I.1). Ces essais ont été effectués dans les 3 principales entités géologiques du gisement et leurs caractéristiques mécaniques les



**Figure I.9 :** Carte des axes P. Les symboles sont orientés parallèlement à l'azimut des axes P. La longueur du symbole est inversement proportionnelle au pendage. On remarque la symétrie radiale de ces axes P par rapport au gisement (d'après Grasso et Feignier, 1988). Les coordonnées sont relatives. L'origine en longitude correspond au km 360 du Lambert III, l'origine en latitude correspond au km 120.

différencient nettement:

- la première famille est composée de calcaires récifaux à caractère fragile marqué, bien que les résistances à la rupture soient assez hétérogènes (de 50 à 150 MPa).

- la deuxième famille est celle dite des "marnes de Sainte Suzanne". Ce sont en réalité des marno-calcaires (Barthé et Reverdy, 1958). Leur mode de déformation est globalement plus ductile et les résistances à la rupture déduites d'essais uniaxiaux sont plus faibles (de 40 à 90 MPa) que dans le récif. La dispersion des valeurs s'explique par le passage des marnes pures en profondeur à des marno-calcaires vers la base du récif.

- la troisième famille concerne les échantillons prélevés dans le réservoir de gaz lui-même; il est constitué de faciès variés qui se traduisent par d'importantes différences dans les mesures. Néanmoins, deux tendances peuvent être décelées: des formations argileuses à comportement ductile dont l'activité sismique est probablement négligeable et des formations calcaires à résistance à la rupture élevée (200 MPa) et à comportement très fragile, ce sont ces niveaux du réservoir dont nous aurons une image sismique.

Malgré l'impression d'hétérogénéité des mesures, liée à l'étude de carottes qui correspondent donc à des images très ponctuelles du site, cette étude nous permet d'avoir une idée moyenne du comportement mécanique de la structure en fonction des entités définies (Grasso et al., 1985).

L'étape suivante consistait à étudier en détail les mécanismes au foyer, ce fut l'objet de mon stage de DEA (Feignier, 1986). Cette étude a montré la différenciation des mécanismes en fonction de zones géographiques. Différentes familles ont ainsi pu être mises en évidence, elles sont étroitement liées à des discontinuités préexistantes: failles dans les zones à importante fracturation, interfaces stratigraphiques dans les zones non-fracturées. On peut donc en conclure que le moteur n'est pas assez efficace pour générer de nouvelles fractures, conclusion à laquelle était déjà arrivé Talwani (1976) dans le cas d'une sismicité induite par un barrage. On remarque aussi que la localisation géologique des séismes n'intervient pas dans les caractéristiques des mécanismes au foyer. L'image globale des ruptures met en évidence le découpage d'un bloc rigide au top de la structure (figure I.8) dont le mouvement traduit un affaissement. Les ruptures localisées à l'intérieur de ce

bloc sont interprétées comme de la déformation interne due au non-parallélisme des plans guidant le déplacement. Ce travail est détaillé dans un article qui se trouve en annexe (Feignier et Grasso, 1988).

Ces résultats ont enfin été repris dans un contexte plus global afin d'apprécier l'influence de l'exploitation du gisement de gaz sur le champ de contrainte local. Ce travail fait l'objet d'une publication (Grasso et Feignier, 1988) dont une synthèse est présentée ci-dessous.

L'étude détaillée des axes P déduits du travail de Feignier et Grasso (1988) montre une répartition radiale de ces axes autour du gisement (figure I.9). De plus, une coupe du gisement met en évidence la présence de mécanismes à axe P horizontal à la périphérie du gisement, tandis que les séismes localisés à l'aplomb du top de la structure présentent des axes P subverticaux. Ce qui nous permet de conclure que les axes P présentent une symétrie radiale. Pour estimer la part de chaque facteur dans l'établissement de la sismicité, nous avons besoin de quantifier le champ de contraintes. Nous avons pu le faire grâce à des valeurs déduites des ovalisations des puits du gisement de Meillon-Saint Faust (Fontanet, 1984, Guénot, 1987). Celles-ci donnent  $\sigma_1 \approx 200$  MPa dans la direction N 110 et  $\sigma_3 \approx 100$  MPa dans la direction N 30, à une profondeur de 4 km. Ces valeurs appellent 2 remarques: premièrement, ce champ mesuré montre des valeurs maximale et minimale du tenseur des contraintes comprises dans un plan horizontal, donc incompatibles avec notre répartition en demi-sphère de la contrainte maximale. Deuxièmement, l'inhomogénéité du champ de contraintes mesuré est très forte puisque  $\sigma_1 = 2\sigma_3$ . Toutefois, nous voulons formuler certaines réserves quant à ces mesures, ou plus exactement quant à leur interprétation en terme de contrainte régionale. En effet, ces valeurs sont mesurées sur le champ de Meillon en cours d'exploitation, donc a priori en cours de déformation, même si celle-ci est, pour l'instant, asismique. On risque donc de mesurer plus la déformation propre du gisement que la contrainte tectonique. Pour expliquer le champ de contrainte radial à Lacq, les 4 hypothèses envisagées par Grasso et Feignier (1988) vont être discutées:

1\_ La contrainte induite par l'exploitation est très supérieure à la contrainte tectonique et va donc la masquer. Cette hypothèse implique une contrainte induite d'une valeur supérieure à 100 MPa, ce qui est contraire à

tous les résultats obtenus en sismicité induite qui donnent des variations de quelques dixièmes à quelques dizaines de bars (0.01 MPa à 2-3 MPa) (Segall, 1985, Nicholson et al., 1988, Roeloffs, 1988). Cette hypothèse n'est donc pas réaliste du tout.

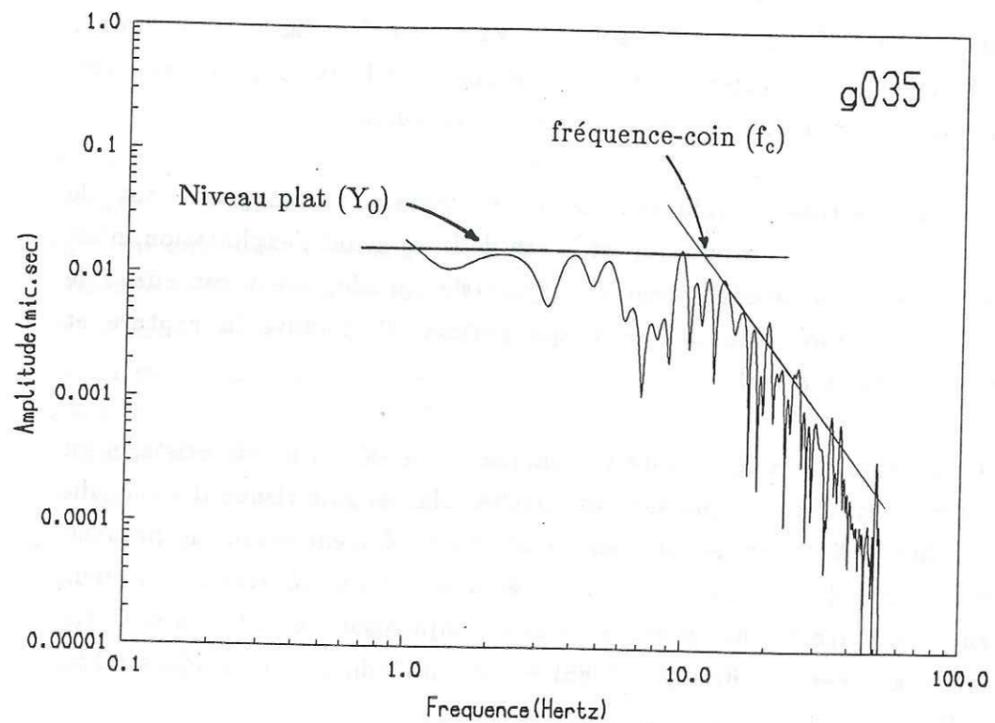
2\_ L'état de contrainte initial est homogène:  $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$ , et nous ne mesurons que l'effet d'une contrainte induite. Cet état est celui de l'équilibre lithostatique, où la contrainte tectonique est nulle. Nous connaissons  $\sigma_2$  qui est de l'ordre de 100 MPa. Si  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$  sont équivalents, il faudrait une contrainte induite énorme pour amener le cercle de Mohr vers l'enveloppe de rupture. Cette hypothèse est tout aussi irréaliste que la précédente.

3\_ Sans estimer l'influence de la contrainte tectonique, l'état de contrainte d'un dôme au repos, qui est le cas de Lacq avant l'exploitation, n'est pas homogène, mais possède déjà une symétrie radiale. C'est cet effet "de structure" additionné à la déplétion qui permet d'atteindre la rupture et d'observer ce champ radial.

4\_ L'action de la contrainte tectonique sur le dôme, si elle existe, n'est certainement pas la même que sur des couches planes. Elle risque d'avoir, elle aussi, un effet radial bien que les tests numériques doivent encore le prouver. Cet effet, sommé à celui "de structure" et à la déplétion fait atteindre le seuil de rupture et donne le champ radial. Cette conjugaison des effets a déjà été observée en géothermie (Foulger, 1988) et sur des édifices volcaniques (Ode, 1957, Muller and Pollard, 1977).

Quoi qu'il en soit, entre les 2 dernières hypothèses présentées, on voit la nécessité d'un état de contraintes initialement radial dans le dôme, la déplétion ne pouvant pas expliquer cette répartition à elle seule.

Par contre, lors de la crise sismique profonde de décembre 1982, les séismes sont situés sous le réservoir. Les mécanismes au foyer donnent des résultats compatibles avec le schéma tectonique classique: axe P = N 120, axe T = N 30 (Grasso et Feignier, 1988). Les couches qui accueillent cette sismicité sont beaucoup moins plissées qu'au-dessus, on peut donc penser que l'effet tridimensionnel à cette profondeur n'intervient plus.



**Figure I.10 :** Exemple de spectre en déplacement. Les droites de l'asymptote horizontale basse fréquence et de l'asymptote haute fréquence sont tracées, déterminant à leur intersection la fréquence de coupure.

La conclusion principale de ce travail est la nécessité de prendre en compte les effets de structure dans les premiers kilomètres de la croûte, dans le cas de structures géologiques complexes. Il est clair que l'on ne peut plus raisonner en terme de contraintes majeures horizontales et verticales.

## I.2 Objectifs

Nous disposons donc au début de cette étude, d'une bonne image de la répartition des contraintes. D'autre part, nous avons aussi mis en évidence des familles de mécanismes au foyers liées à des familles des failles préexistantes. Comme d'autre part nous connaissons la géologie de la structure et le comportement mécanique des niveaux repères, il nous a paru intéressant d'essayer de caractériser les sources sismiques en fonction de leur environnement, afin de voir si elles dépendent de leur répartition cartographique (à l'image des mécanismes) ou plutôt du milieu dans lequel elles interviennent. Ce travail est notre premier objectif. Pour l'atteindre, nous devons donc remonter aux paramètres des sources sismiques.

Des modèles théoriques de sources permettent de calculer ces paramètres. Ils utilisent certaines valeurs caractéristiques du module du spectre en déplacement que l'on obtient par transformée de Fourier du sismogramme. Un exemple de spectre (diagramme amplitude / fréquence) est montré figure I.10. Celui-ci se caractérise par une plage de fréquences allant de 1 à environ 40 Hz, c'est ce contenu fréquentiel que nous allons analyser.

Nous observons sur la figure I.10 que le spectre présente un niveau relativement plat dans les basses fréquences (noté  $Y_0$ ), il est interprété dans les modèles théoriques comme étant représentatif du moment sismique, à condition bien entendu de corriger cette valeur de toutes les perturbations qu'elle a pu subir durant la propagation des ondes, étant donné que l'on veut remonter à la source et que le sismogramme est une information au récepteur. Cette valeur de niveau plat est donc estimée par le tracé d'une asymptote basse fréquence. Nous observons d'autre part que les hautes fréquences (20 à 40 Hz environ) sont affectées d'une rapide décroissance de l'amplitude. Selon

les modèles, la pente théorique peut varier entre  $\omega^{-2}$  et  $\omega^{-3}$ . L'intersection de l'asymptote haute fréquence, estimant la décroissance, avec l'asymptote basse fréquence précédemment définie, nous intéresse particulièrement. En effet, cette intersection appelée fréquence-coin ou fréquence de coupure est représentative de la taille de la source. Sur chaque spectre nous allons donc estimer systématiquement 3 paramètres: la valeur en amplitude du niveau plat basses fréquences, la fréquence-coin et la valeur de la pente de l'asymptote haute fréquence. Nous porterons donc une attention toute particulière aux différents facteurs susceptibles d'influencer ces paramètres, notamment les corrections des fonctions de transfert des chaînes d'acquisition, l'amplification du site ou l'atténuation anélastique.

D'autre part, il est important de noter que cette étude se situe au centre d'un thème de recherche très développé en sismologie à l'heure actuelle. En effet, de nombreux auteurs ont montré que pour des données microsismiques ( $M_l < 3$ ), l'interprétation de la taille de source en fonction de la fréquence de coupure n'était plus valide (Mc Garr, 1986, Archuleta, 1986, Fletcher et al., 1986, entre autres), remettant ainsi en cause l'hypothèse de similarité (*self-similarity*) définie par Aki (1967). Ces résultats sont contestés par d'autres chercheurs dont les études montrent que rayon de source et fréquence de coupure restent dépendants, y compris pour des magnitudes inférieures à 3 (Andrews, 1986, Chael and Kromer, 1988, par exemple). Il est évident que cette controverse est fondamentale vis-à-vis de l'intérêt même notre travail, les rayons des sources étant une des bases de notre interprétation. Nous étudierons donc en détail cet aspect de la recherche et porterons un avis au regard de notre propre jeu de données.

La majeure partie de ce travail, portant sur les caractérisations des sources, est relative à la compréhension de la déformation "sismique" de la structure. Nous avons aussi voulu profiter de la connaissance du site et de la qualité des données pour effectuer quelques tests. Ces tests doivent nous aider à infirmer ou confirmer certaines hypothèses de géophysique "classique": dans ce cas, les tests peuvent ne pas avoir de rapport direct avec le gisement de Lacq. L'exemple le plus important est celui de la similarité mais c'est aussi le cas pour l'étude des dislocations de répliques par rapport aux dislocations des séismes principaux ou l'étude de l'influence de la profondeur et du contexte

tectonique dans la valeur des chutes de contrainte.

CHAPITRE II

ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES

Nous allons aborder dans ce chapitre, la partie "technique" de l'étude. Nous détaillerons l'évolution du réseau et son fonctionnement. L'acquisition des données étant analogique, nous passerons ensuite à la numérisation des enregistrements en décrivant la chaîne de numérisation mise au point pour cette étude. Nous en viendrons alors à la méthode d'analyse spectrale. Pour déterminer les déplacements à la source, nous devons tenir compte de la réponse en fréquence des appareils, c'est pourquoi nous terminerons ce chapitre par les différentes corrections à prendre en compte pour s'affranchir de la fonction de transfert de la chaîne d'enregistrement.

## II.1 Acquisition des enregistrements analogiques

### II.1.a Historique de l'évolution du réseau

Le réseau local de Lacq, installé par l'IPG Strasbourg en avril 1974, comprenait initialement 4 stations: Lucq-de-Béarn (LDB1), Cescau (CES2), Arthez (ART3), Lacq puits LA120 (LAC4). En juillet 1975, 2 nouvelles stations furent implantées: Mont (MON5) et Os-Marcillon (OSM6), enfin en juillet 1976, une septième station venait compléter le réseau: Lagor puits LA116 (LAG7).

De août 1976 à juin 1979, le réseau comportait donc 7 stations (voir figure I.3 et Tableau 2). Sur ces 7 stations, seule celle de LAC4 était équipée d'un sismomètre 3 composantes, les autres ne possédant qu'une composante verticale. Cette station 3 composantes fut transférée à LDB1 en juillet 1978.

### II.1.b Principe de fonctionnement du réseau

Stations	Longitude (km)	Latitude (km)	Altitude (m)
LDB1	358.125	117.775	255.
CES2	367.600	126.600	222.
ART3	363.300	132.725	211.
LAC4	351.950	130.725	211.
MON5	358.150	130.250	100.
OSM6	362.100	125.575	105.
LAG7	356.875	127.300	190.

**Tableau II.1 :** Tableau des coordonnées des stations du réseau de Lacq entre août 1976 et juin 1979. Ces coordonnées sont exprimées en kilomètres, le mode de représentation adopté étant celui de la projection Lambert III, zone sud.

Dans ce paragraphe nous allons passer en revue les caractéristiques techniques de l'ensemble de la chaîne d'acquisition, en allant des capteurs jusqu'à l'enregistreur.

Les sismomètres sont des capteurs de vitesse du déplacement du sol. Lorsqu'un mouvement est détecté, le signal est alors amplifié puis modulé sur une fréquence porteuse. Un émetteur UHF transmet le signal par voie hertzienne vers la station centrale. Cette station centrale, située dans l'usine de traitement au-dessus du champ de Lacq, est équipée de récepteurs UHF, un pour chaque station sismologique. Les enregistrements analogiques sont alors stockés dans des mémoires tampons. Une logique de déclenchement permet le démarrage d'un magnétophone, et ainsi d'enregistrer le signal émis, lorsque plusieurs stations (4 en général) ont ressenti un mouvement dans un intervalle de temps déterminé.

Cette description s'applique à l'époque concernée par notre étude (1976-1979), car actuellement la station centrale est équipée d'un convertisseur analogique-digital Lennartz PCM 5800 qui permet d'enregistrer directement le signal numérisé. Pour la période 1976-1979 nous disposons donc de bandes magnétiques où chaque signal est enregistré en modulation de fréquence. L'horloge captée à la station centrale, de type HBG, est modulée sur une fréquence particulière (350 Hz).

## II.2 Numérisation des enregistrements

Les données analogiques nous ont été fournies par l'IPG Strasbourg sous forme de bandes magnétiques, enregistrées en stéréophonie avec 4 voies par canal, chaque voie correspondant à une station. Nous disposons donc au total de 8 voies qui portent les 7 composantes verticales et seulement une des deux composantes horizontales de la station 3 composantes. Il a alors fallu mettre au point une chaîne de numérisation afin de pouvoir procéder ensuite à l'analyse spectrale des signaux sismiques.

Le principe, schématisé figure II.1, en est le suivant: la lecture des bandes se fait en stéréophonie sur un magnétophone, chaque canal est connecté à un démodulateur qui démodule la porteuse: 6.4 kHz, puis chacune des 4 sous-porteuses dont les fréquences correspondent au standard du fabricant Lennartz: 860, 2100, 4400 et 9500 Hz. Ce procédé permet de traiter

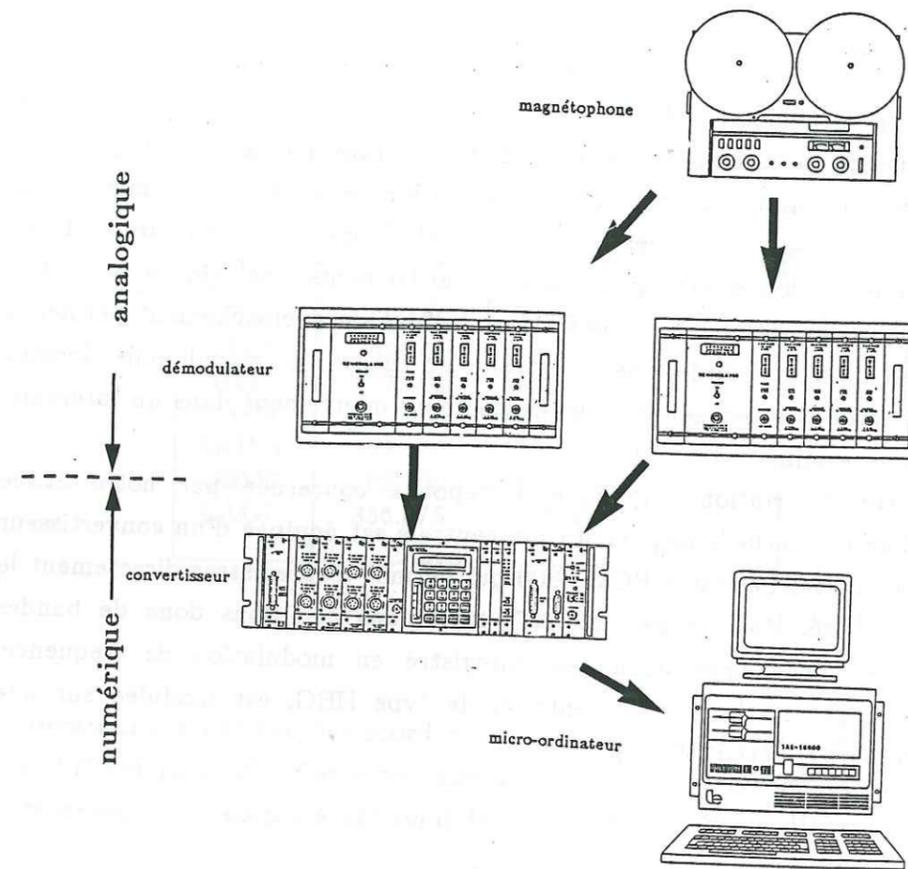


Figure II.1 : Principe de la chaîne de numérisation.

simultanément les 8 canaux. Le temps pourrait, bien sûr, lui aussi être numérisé, mais cela se ferait au détriment d'une des stations. C'est pourquoi nous ne l'avons utilisé que pour repérer les séismes locaux sur les bandes analogiques et ne l'avons pas conservé lors de la numérisation. Les séismes ayant déjà été localisés, leur temps origine ne nous intéressait pas particulièrement, excepté pour repérer le séisme sur la bande.

Les 8 sorties démodulées sont ensuite transmises à un convertisseur analogique/digital de type PCM qui les numérise et les multiplexe, celui-ci est directement connecté à un micro-ordinateur de type Lennartz qui permet le transfert et le stockage des données numériques.

La fréquence d'échantillonnage est déterminée par l'espace mémoire disponible dans le PCM, elle va donc dépendre du nombre de traces traitées. Dans notre étude, nous disposons de 96 Koctets de mémoire pour les 8 traces et la fréquence d'échantillonnage est de  $\nu_e = 111$  Hz soit 111 points par seconde. La fréquence maximum sera donc de:  $\frac{\nu_e}{2} = 55.5$  Hz. Cette valeur, même si elle n'est pas très importante par rapport aux systèmes modernes d'acquisition de données numériques (à titre d'exemple, le réseau d'Arrette échantillonne à 180 points par seconde), est suffisante puisque les fréquences étudiées sont comprises entre 1 et 40 Hz, comme nous l'avons vu sur la figure I.6. La fréquence minimum, elle, dépend de la longueur de l'échantillon, nous y reviendrons lors de la partie traitement des données (cf partie II.3).

Le principal avantage de cette chaîne de numérisation réside dans sa facilité d'emploi. En effet, une fois la bande magnétique placée, aucune manipulation n'est nécessaire, hormis le réglage des démodulateurs, toute l'acquisition étant automatique. Toutefois, il convient de programmer correctement le convertisseur analogique/digital auparavant. Les données numériques sont directement exploitables par les programmes de visualisation et d'analyse spectrale du micro-ordinateur. Elles peuvent aussi être facilement transférées sur d'autres sites pour leur traitement. Leur format est en ESSTF (European Standard Seismic Tape Format), c'est-à-dire que les informations de date et d'heure sont codées en ASCII alors que les données sont en binaire 32 bits.

### II.3 Traitement des données par analyse spectrale

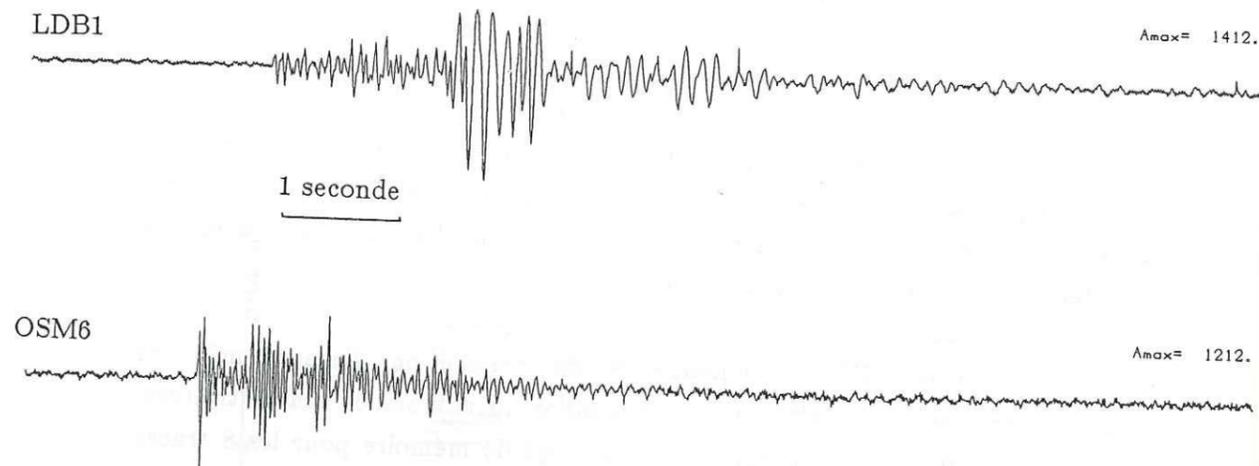


Figure II.2 : Exemple de sismogrammes issus du même événement, le séisme 93 du 15/08/78. On remarque la grande différence de qualité d'enregistrement des ondes S entre la station OSM6 (en bas), située presque à l'épicentre (où les S n'apparaissent pas) et la station LDB1 (en haut) située très au Sud et où les S peuvent être facilement pointées.

Nous avons vu précédemment (paragraphe II.1.a) que le réseau était composé de stations à une composante verticale, excepté une station 3 composantes. Cela explique que l'arrivée des ondes S ne soit pas toujours très nette sur les sismogrammes (Figure II.2), d'autant plus qu'à Lacq, les angles d'incidence des rais sont en général très faible, à cause d'une couche superficielle lente. Cette couche implique une polarisation des ondes S presque perpendiculaire au capteur. C'est cet état de fait qui nous a poussé à ne faire une étude spectrale systématique ne portant que sur les ondes P. Les ondes S ne seront utilisées, dans les cas où elles sont suffisamment énergétiques, que comme complément et vérification de la validité du modèle.

### II.3.a Présentation de la méthode

Nous avons vu précédemment (paragraphe I.2) que les paramètres de la source étaient calculés à partir du spectre en déplacement. Nous devons donc passer de l'espace temps à l'espace fréquence. Ce passage temps(sismogramme)-fréquence(spectre) se fait à l'aide de la transformée de Fourier. Dans cette étude, le calcul utilise l'algorithme de la transformée de Fourier rapide (FFT), à partir de la transformée de Fourier discrète:

$$F(\nu) = \sum_{T=0}^{N-1} f(t) * e^{-2i\nu \frac{t}{N}}, \quad N = 0, 1, \dots, N-1$$

avec  $N =$  nombre d'échantillons

La numérisation étant effectuée à 111 points par seconde, le nombre  $N$  d'échantillons dépend donc de la durée du signal étudié. Ici, pour les séismes les plus proches  $t_s - t_p < 1$  sec, soit  $\Delta < 5$  km environ, nous avons utilisé la totalité du signal jusqu'à l'arrivée des ondes S. Pour les séismes plus lointains, nous avons étudié une fenêtre de signal d'environ 1,5 sec (environ 150 points).

Le fait que les spectres destinés à être comparés n'aient pas de la même longueur de signal initial n'introduit pas de biais significatif (Modiano, 1980). Par contre, cela influera sur la fréquence minimale du spectre qui sera comprise entre 0,6 et 1 hertz environ. Cela n'affectera pas non plus les mesures, la fréquence propre des sismomètres (1 Hz) limitant l'étude dans les basses fréquences comme nous l'avons vu précédemment (cf partie I.1.c).

Le signal alors sélectionné est apodisé par une fonction de Hanning:

$$h(t) = 0.5 * (1 + \cos(\pi \frac{t}{T_m})) \text{ avec } t \leq T_m$$

avec  $T_m =$  durée totale

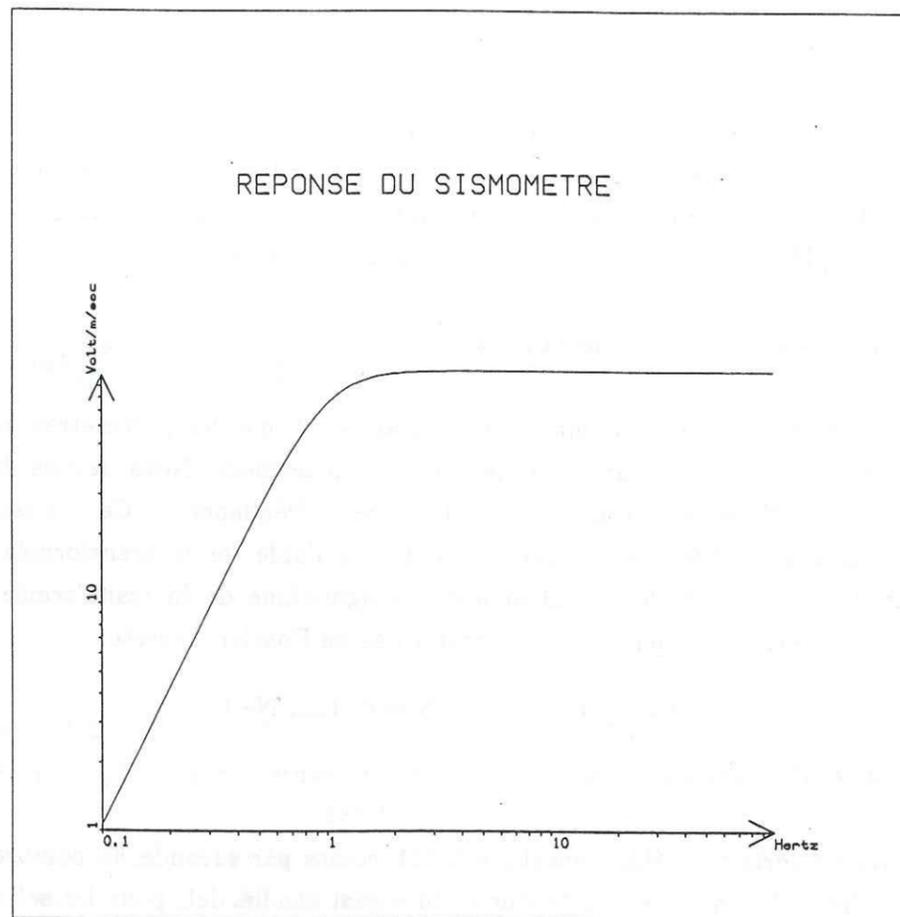


Figure II.3 : Fonction de transfert des sismomètres Mark Products L4C du réseau de Lacq, calculée à partir des caractéristiques techniques fournies par le fabricant.

qui évite une troncature trop brutale en temps, c'est-à-dire des oscillations en fréquence. L'échantillon est ensuite complété par des zéros jusqu'à obtenir 1024 points, ce qui permet de lisser le spectre tout en obtenant un nombre de points égal à une puissance de 2, nécessaire à la FFT.

Le cas idéal voudrait qu'il ne reste plus qu'à calculer le spectre en vitesse puis à l'intégrer, ce qui revient à le diviser par la pulsation ( $\omega = 2\pi f$ ) en fréquence, pour obtenir le module en déplacement. Dans la réalité, nous avons à tenir compte de la fonction de transfert de la chaîne d'enregistrement dont la réponse n'est pas constante sur toute la gamme de fréquence. Il convient donc de calculer sa réponse en fréquence, afin de déconvoluer le module du spectre de cette fonction de transfert.

### II.3.b Correction de la fonction de transfert de la chaîne d'acquisition

Les appareils d'enregistrement ne disposant pas d'une dynamique constante sur toute la gamme de fréquence, il nous faut calculer la fonction de transfert de la chaîne d'enregistrement.

Pour les sismomètres, qui sont des capteurs de vitesse, la fonction de transfert par rapport à la vitesse du sol est:

$$X(\omega) = G * \frac{\omega^2}{(\Omega_0^2 - \omega^2) + 2b\omega\Omega_0} * \frac{R_s}{R_s + R_c}$$

où:

$G$  est la constante électrodynamique (transduction),

$R_s$  est la résistance de shunt,

$R_c$  est la résistance de la bobine,

$\Omega_0$  est la pulsation propre du système (fréquence propre du sismomètre),

$b = b_0 + b_c$  est la constante de l'appareil (coefficient d'amortissement).

On en déduit:

$$|X(\omega)| = \frac{G * (\frac{R_s}{R_s + R_c}) \omega^2}{\sqrt{(\Omega_0^2 - \omega^2)^2 + (2\Omega_0 \omega b)^2}}$$

Dans le cas du réseau de Lacq où les sismomètres sont des Mark Products L4C, les caractéristiques techniques sont les suivantes:

$$\Omega_0 = 1 \text{ Hz}$$

$$R_c = 5500 \text{ ohms}$$

$$R_s = 8905 \text{ ohms}$$

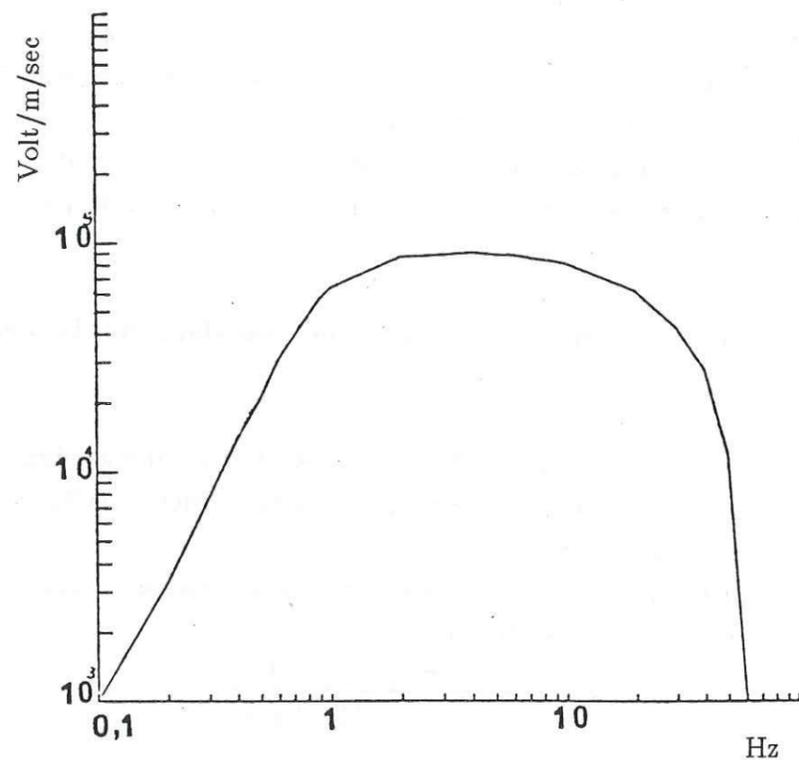


Figure II.4 : Fonction de transfert de l'ensemble de la chaîne d'enregistrement (d'après Rapport IPGS, 1982).

d'où l'on calcule:

$$b_c = 1.1 \frac{R_c}{R_c + R_s} = 0.42$$

$$b_0 = 0.28$$

donc:

$$b = b_c + b_0 = 0.42 + 0.28 = 0.70$$

d'autre part:

$$G = 7.02 \text{ V/in/sec soit } 276 \text{ V/m/sec}$$

on peut donc réécrire l'équation ainsi:

$$|X(\omega)| = 105.52 \frac{\omega^2}{\sqrt{(1-\omega^2)^2 + (1.4\omega)^2}}$$

Cette courbe est représentée en figure II.3. Elle nous donne la réponse en fréquence du sismomètre. En fait, nous voulons connaître la fonction de transfert liée à la chaîne d'acquisition dans son intégralité. Pour calculer cette réponse, nous disposons de tests qui sont effectués chaque année par l'IPG Strasbourg sur les 7 stations (cf Rapport d'activité IPGS, 1982). Ces tests sont effectués pour détecter une éventuelle dérive des fonctions de transfert dans le temps. Ils consistent à remplacer le sismomètre par un générateur et d'injecter des tensions de fréquence et d'amplitude variables.

La figure II.4, qui est la fonction de transfert totale pour la station de Cescau, montre que la partie électronique agit comme un filtre passe-bas. La correction sur la chaîne d'acquisition se fait donc en divisant fréquence par fréquence le module du spectre par cette fonction. Pour simplifier la procédure, une fonction de transfert moyenne a été calculée à partir des réponses de chaque station, les variations d'une station à l'autre étant minimes. C'est par cette fonction de transfert moyenne que les différents spectres seront corrigés. Mais comme l'a déjà montré Modiano (1980), cette correction n'est pas réellement efficace pour des enregistreurs courte période en-dessous de leur fréquence propre (ici 1 Hz). De même, les corrections deviennent plus hasardeuses à haute fréquence lorsque la réponse de la chaîne décroît très fortement.

Il faut surtout retenir de cette figure que la réponse de la chaîne d'enregistrement est stable de environ 1 jusqu'à 40 Hz, sa correction sera donc simple et efficace. Cela est tout à fait satisfaisant puisque les valeurs de fréquence coin qui nous intéressent, comme nous le verrons plus tard, sont comprises entre ces 2 bornes. En raison des restrictions citées précédemment, nous avons choisi de ne pas tracer les spectres en-dessous de 1 Hz.

### II.3.c Sélection des données

Compte tenu des corrections précédentes, nous pouvons passer au tracé systématique des spectres en déplacement. Mais revenons tout d'abord aux données utilisées: le fichier initial comprenait 149 événements (cf Annexe I) enregistrés entre le 22/08/76 et le 11/06/79. Ces 149 événements avaient déjà fait l'objet d'une sélection lors de la relocalisation (Grasso et Wittlinger, 1988) car seuls les séismes enregistrés par plus de 6 stations avaient alors été conservés. Néanmoins, durant le traitement, les stations montrant à l'évidence des erreurs de temps de lecture ont été rejetées. Ceci explique que quelques séismes comptent moins de 6 observations dans le fichier. Sur ces 149 séismes, 125 ont pu être repérés sur les bandes magnétiques et être lus de manière satisfaisante. Les 24 manquants correspondent à des événements dont la date est erronée, dont le code horaire est indéchiffrable ou dont la fréquence porteuse n'est pas assez énergétique pour être démodulée.

Pour les 125 séismes numérisés, 112 donnent des spectres interprétables. Les spectres n'ont en effet été déclarés interprétables que lorsque le rapport signal/bruit était supérieur à 2. Pour les 13 autres, le bruit de fond est trop important, ce qui ne permet pas un tracé fiable des asymptotes haute et basse fréquence. Les 112 événements traités ont permis de tracer 401 spectres, soit une moyenne de presque 4 spectres (donc 4 valeurs de niveau plat, fréquence de coupure et pente) par séisme. Si cette sélection apparaît comme peu sévère, il faut se souvenir que le premier test est effectué par le réseau lui-même, puisque seuls les événements ayant fait déclencher au moins 4 stations sont enregistrés. La deuxième sélection a eu lieu au moment de l'inversion et nous n'intervenons qu'après, donc sur des données déjà bien triées.

La présentation, dans cet exemplaire, de tous les spectres traités, conduirait à en amplifier sensiblement et inutilement le volume. La solution adoptée consiste donc à montrer en exemple, figure II.5, tous les spectres traités sur une période donnée (du 03/09/76 au 18/11/76), sachant que l'ensemble des spectres calculés dans cette étude est sauvegardé sur microfiches ou bandes magnétiques, dans l'optique d'une utilisation ultérieure. Les tableaux 1, 2 et 3 de l'annexe II, correspondent respectivement aux valeurs de niveaux plats, fréquences de coupure et pentes, à chaque station. Pour ne pas modifier la numérotation tout au long de l'étude, les indices de l'annexe I ont été conservés, les séismes non-démodulés et les spectres inutilisables étant donc remplacés par des zéros.

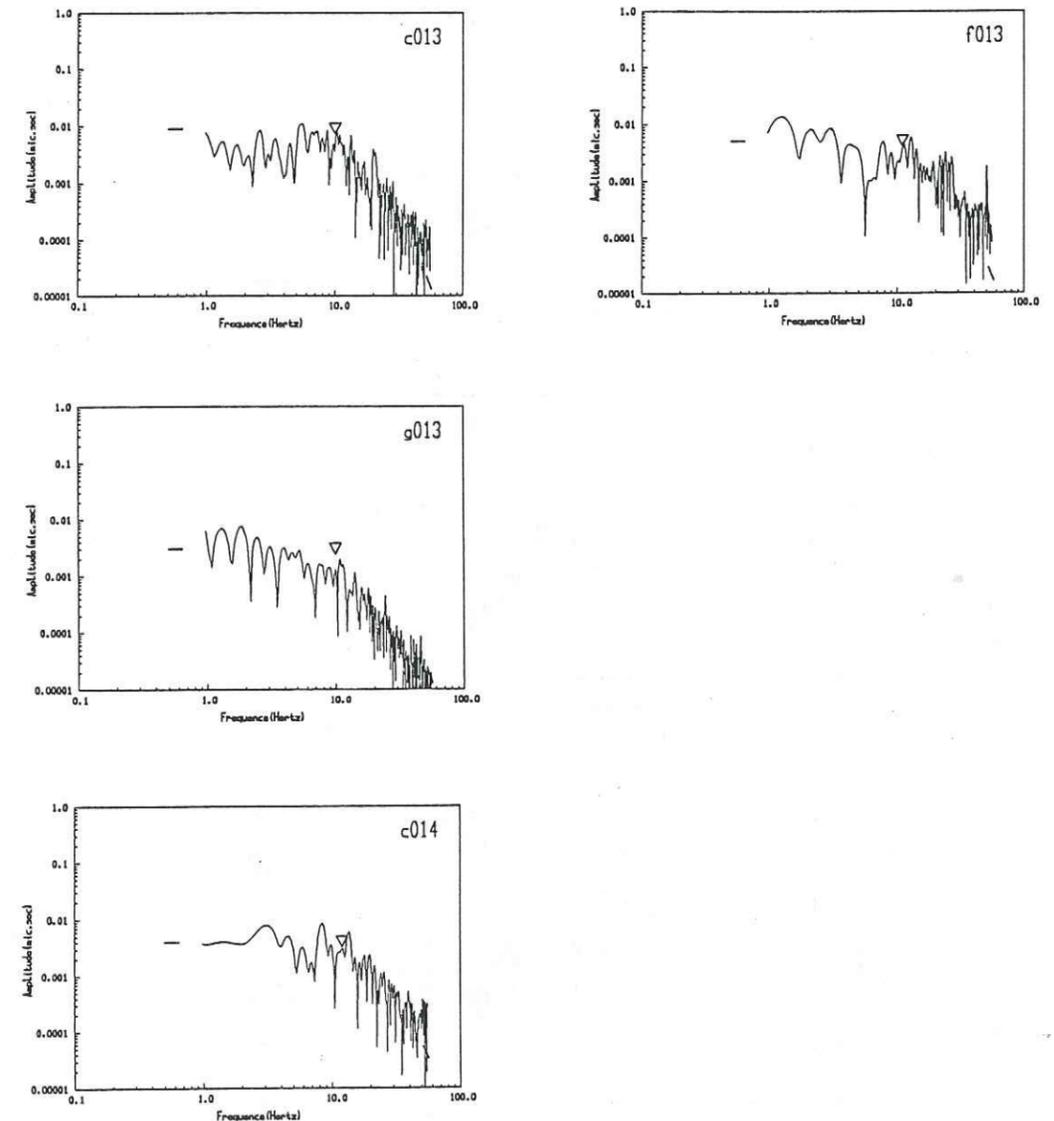
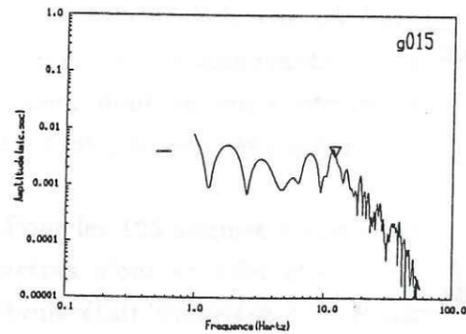
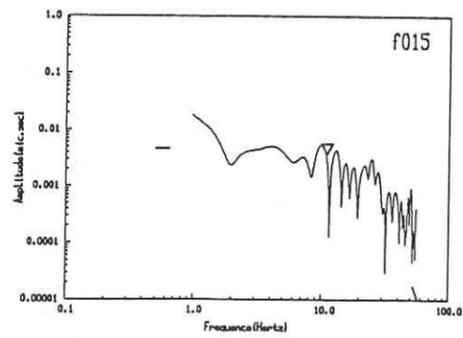
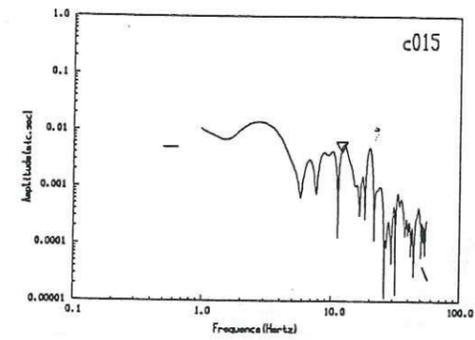


Figure II.5 : Spectres de déplacement du sol. Chaque indice correspond à: station + numéro du séisme. Les stations sont codées ainsi:

- a: OSM6, b: LAC4 (composante longitudinale)
- c: LAC4 (composante verticale), d: LAC4 (composante transversale)
- e: MON5, f: CES2, g: ART3, h: LDB1.

La station LAG7 n'était pas encore fonctionnelle à cette période. A partir du 10 juillet 1977, elle fut modulée à la place de la composante transversale de LAC4.

Les spectres présentés sur cette page correspondent au séisme 13, du 03/09/76 et au séisme 14 du 17/09/76.



Spectres du séisme 15 du 17/09/76.

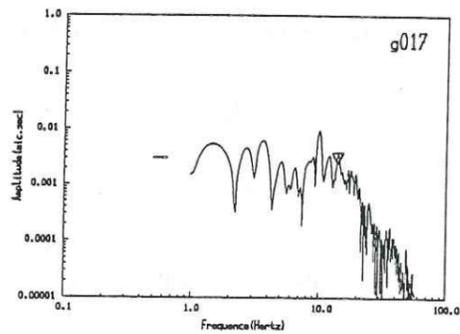
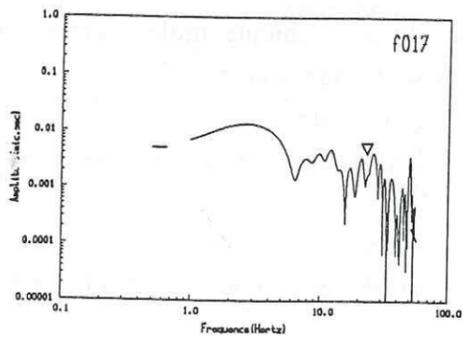
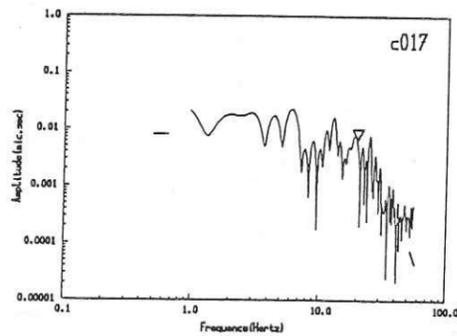
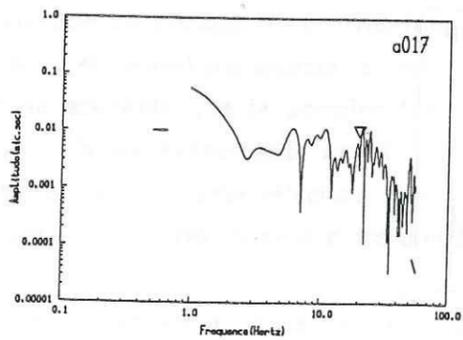
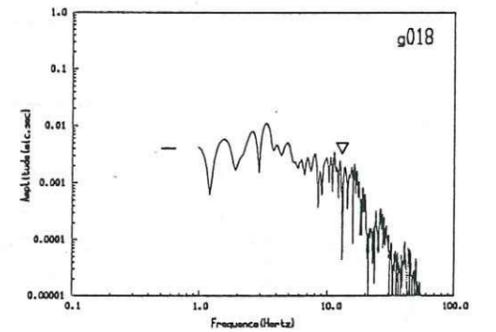
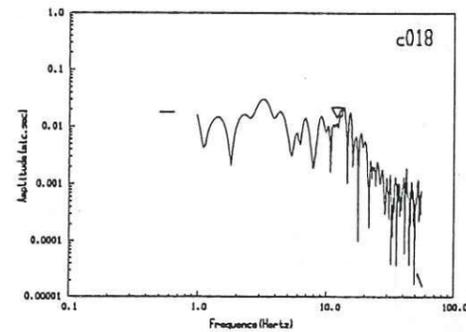
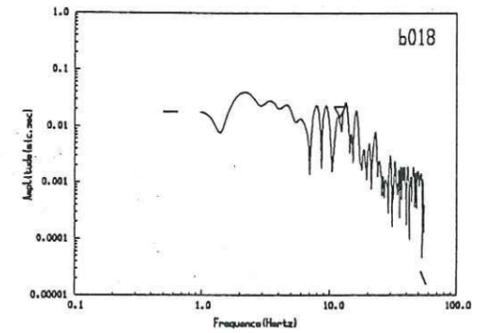
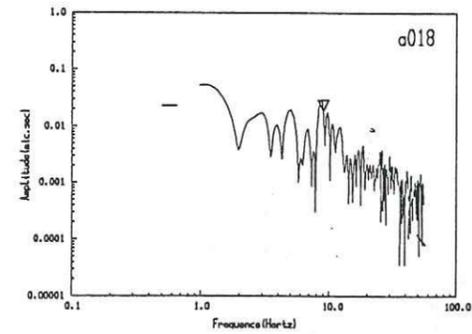


Figure II.5 (suite) : Spectres du séisme 17 du 29/09/76.



Spectres du séisme 18 du 30/09/76.

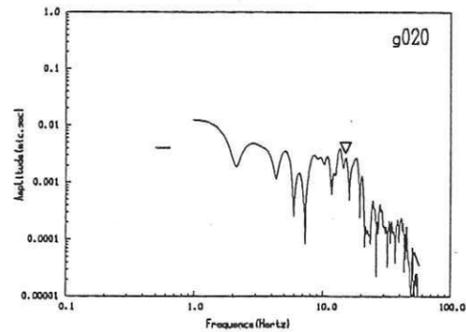
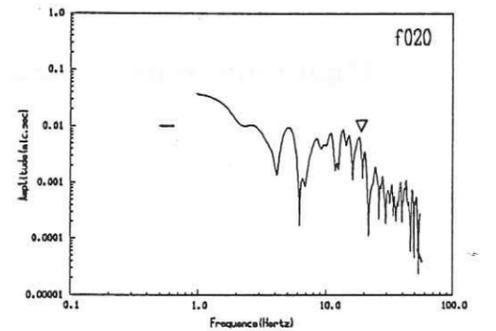
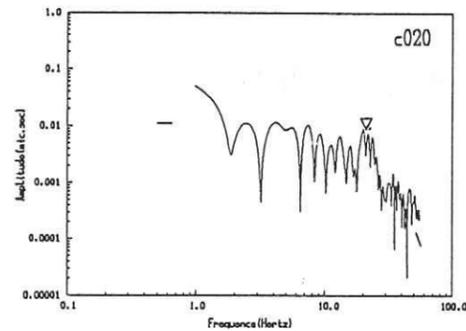


Figure II.5 (suite) : Spectres du séisme 20 du 13/10/76.

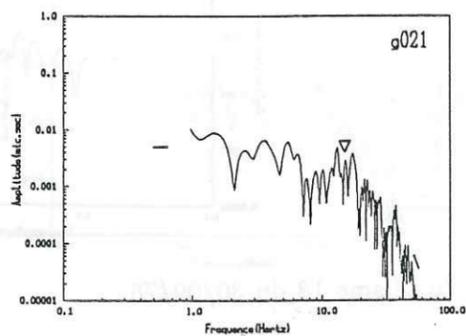
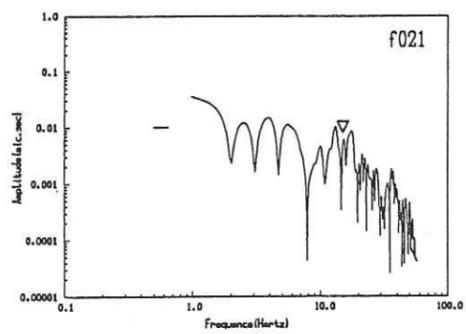
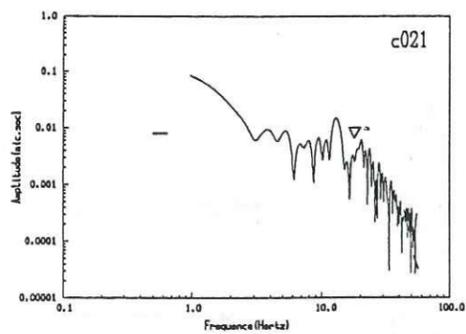


Figure II.5 (suite) : Spectres du séisme 21 du 15/10/76.

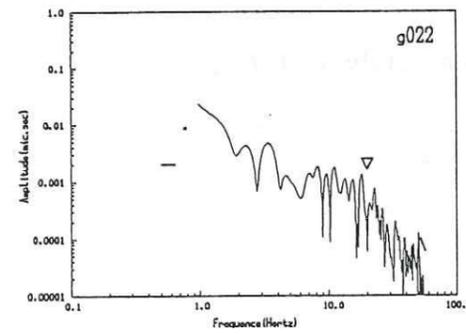
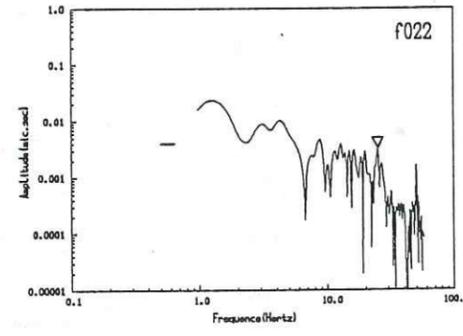
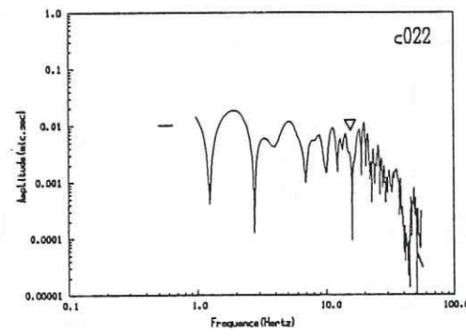
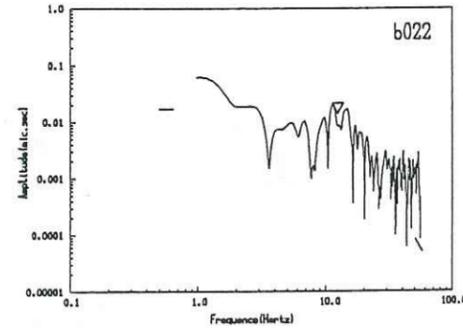
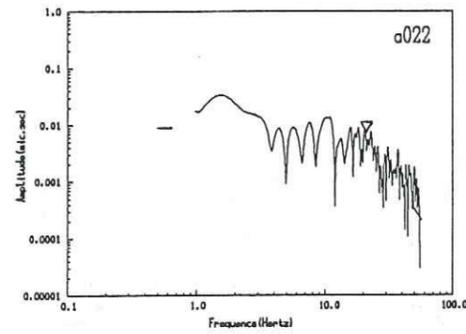


Figure II.5 (suite) : Spectres du séisme 22 du 15/10/76.

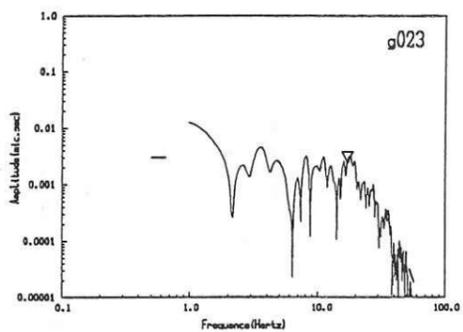
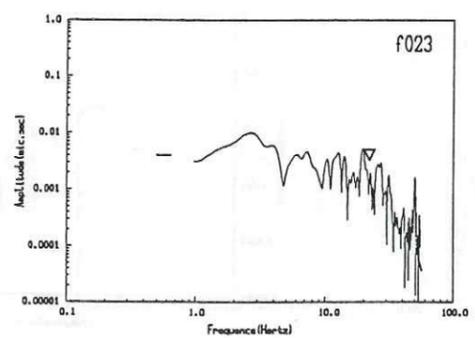
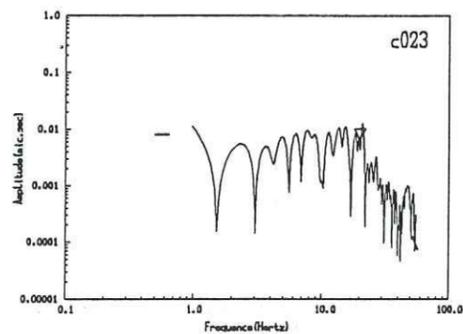
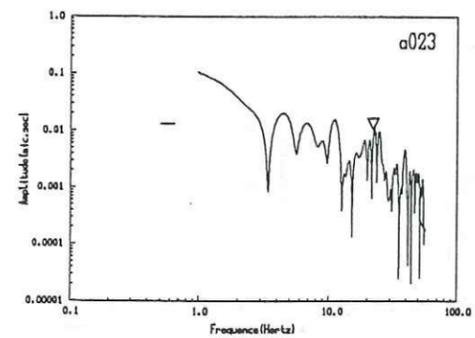


Figure II.5 (suite) : Spectres du séisme 23 du 05/11/76.

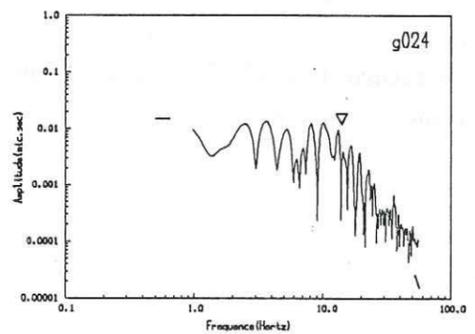
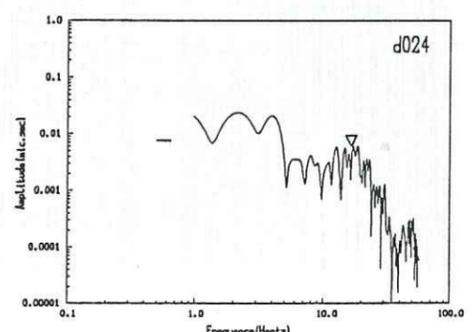
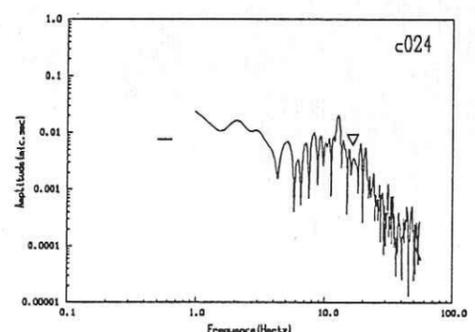
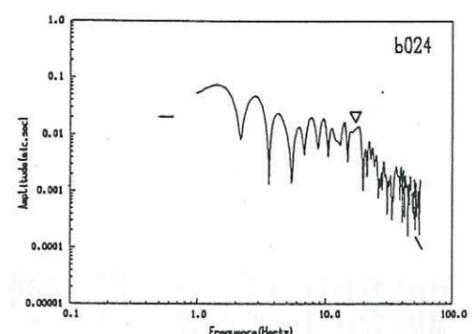
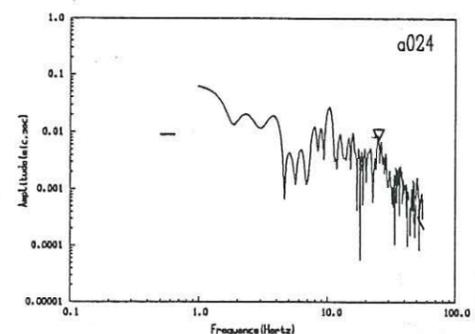
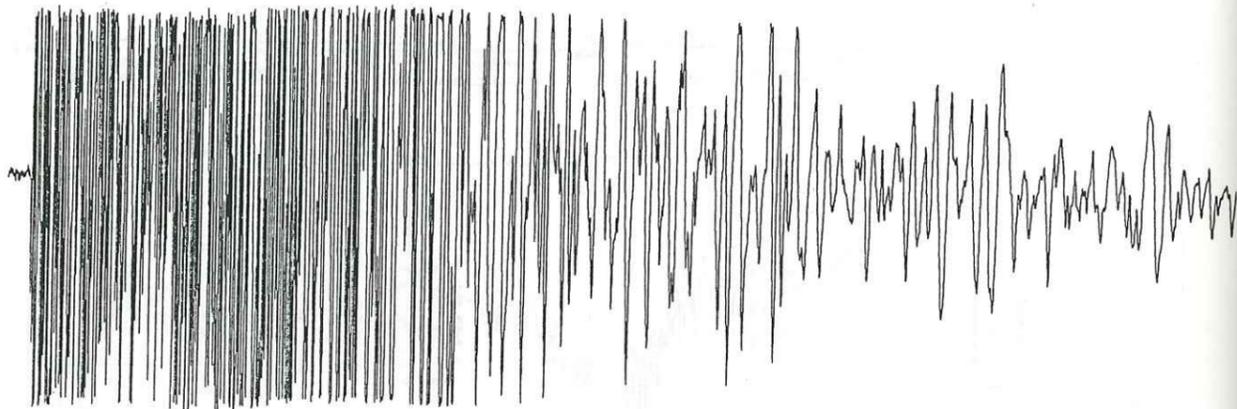


Figure II.5 (suite et fin) : Spectres du séisme 24 du 18/11/76.



**Figure II.6 :** Exemple de sismogramme saturé. Il s'agit du séisme 67 enregistré à LAC4, le 14/02/78. Sa magnitude locale est de 3,40.

Si le tracé des spectres est effectué automatiquement par un programme informatique, la position des asymptotes haute et basse fréquence est déterminée à l'œil par déplacement d'un curseur sur la représentation graphique. Les valeurs sélectionnées sont ensuite stockées directement dans un fichier. Nous avons choisi délibérément d'arrondir les valeurs obtenues à la demi-unité (micron.sec pour les niveaux plats et hertz pour les fréquences de coupure), l'incertitude sur le positionnement des droites étant, en général, au moins égale à cette valeur. Il suffit pour s'en convaincre de regarder le test intéressant réalisé par Modiano (1980): la valeur des niveaux plats déterminée par 4 opérateurs différents pouvant aller du simple au double !

Ma dernière remarque à propos de l'acquisition des spectres, concernera les séismes les plus importants. Le réseau de Lacq étant un réseau de détection, les seuils de déclenchement sont programmés afin d'enregistrer les événements jusqu'à une magnitude proche de 0. Cette configuration implique que les séismes les plus violents saturent les sismomètres (voir par exemple figure II.6). En général, la saturation est observée à partir d'une magnitude de l'ordre de 3 (soit 10% du jeu de données initial). On pourrait donc craindre que cette troncature du signal en temps ne s'accompagne d'une sous-évaluation du niveau plat en fréquence; or F. Chavez-Garcia (communication personnelle) a montré que l'amplitude des spectres n'était que peu affectée par cette saturation. Nous vérifierons cette assertion lors de l'étude des lois d'échelle (*scaling laws*), car une sous-estimation du niveau plat se traduirait inmanquablement par un écart aux conditions de similarité.

### CHAPITRE III

#### LES PARAMETRES DE LA SOURCE

Les différents paramètres de la source (moment sismique, rayon de source, chute de contraintes, dislocation et énergie libérée) auxquels nous voulons accéder, sont calculés à partir des caractéristiques spectrales définies précédemment. L'interprétation de ces spectres va maintenant dépendre du modèle de source adopté. Nous allons donc passer en revue les différents modèles afin de choisir le plus adapté à cette étude. Une fois le modèle défini, nous allons passer en revue les paramètres intervenant dans les formules des paramètres des sources. Nous concluons par le calcul des paramètres de la source pour tous les événements numérisés et par une estimation de l'incertitude sur ces valeurs.

### III.1 Choix du modèle théorique de source sismique

Il existe 3 types de modèles de source sismique. Nous passerons rapidement sur les modèles dits "statiques" qui ne prennent pas en compte la rupture proprement dite et qui sont donc très éloignés de la réalité physique, ne permettant pas d'interpréter les différentes phases de propagation de la rupture. Les modèles cinématiques, eux, prévoient une rupture fonction du temps et s'intéressent donc à la vitesse de rupture. Haskell (1964) fut le premier à proposer un modèle cinématique; c'est un modèle utilisant une faille rectangulaire allongée, donc a priori peu représentatif des microséismes; pour lesquels il n'existe pas de direction préférentielle de propagation, et qui induisent des sources ayant des dimensions à peu près équivalentes dans toutes les directions sur le plan de faille (Smith et al., 1974, Spottiswoode and Mc Garr, 1975, Gibowicz et al., 1977, Hinzen, 1982). De plus ce modèle ne génère que peu de composantes hautes fréquences: il ne permet donc pas une bonne modélisation des microséismes enregistrés à faible distance et pour lesquels les hautes fréquences n'ont pas encore été atténuées par le milieu.

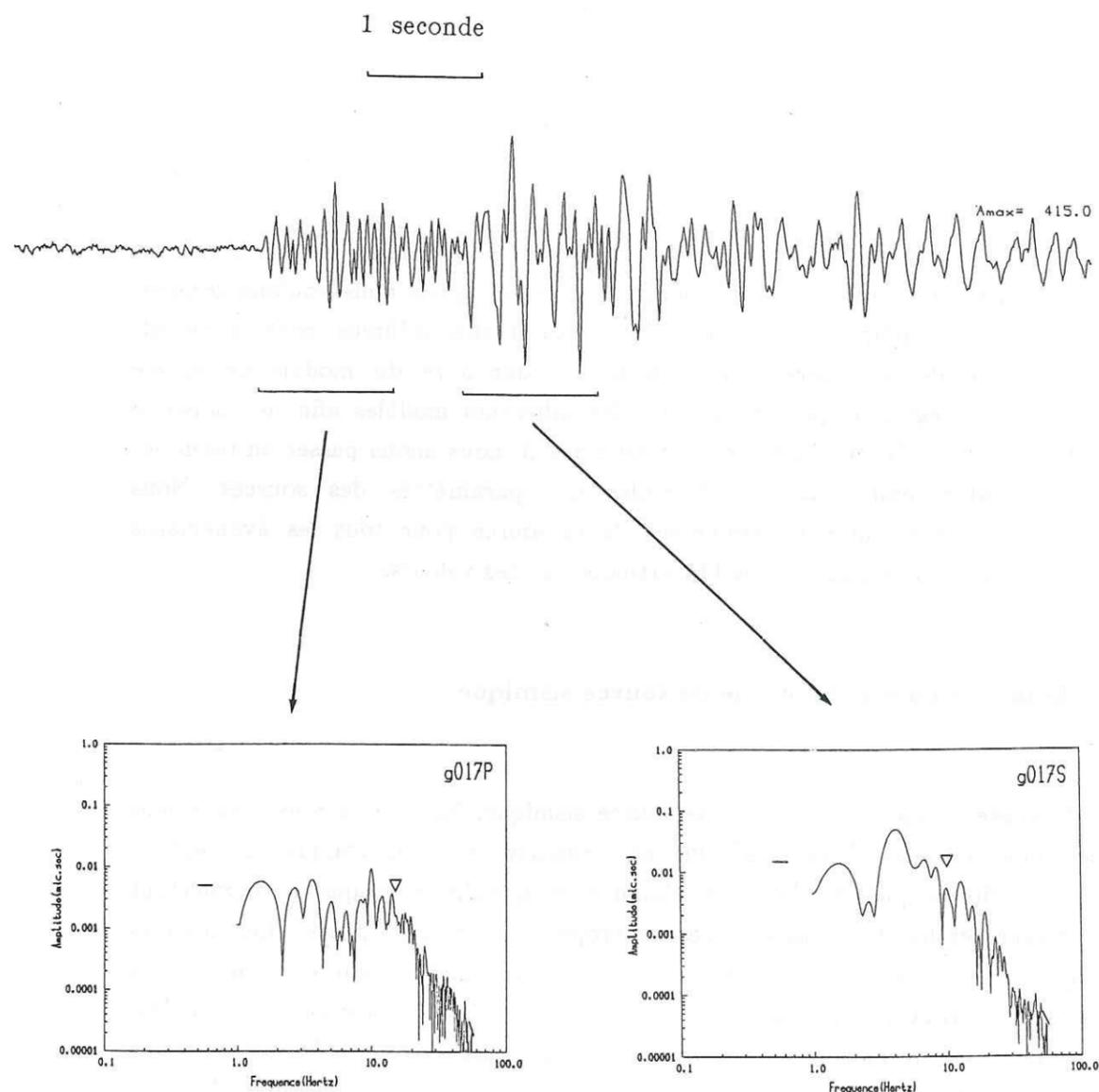


Figure III.1 : Sismogramme du séisme n° 30 du 16/01/77 à LAC4, dont le bon enregistrement des ondes S a permis de tirer les spectres en P et en S.

Brune (1970) proposa un autre modèle cinématique, mais il portait sur l'étude des ondes S, nous ne pouvons donc pas l'utiliser ici. Son extension aux ondes P est due à Hanks et Wyss (1972) qui ont remplacé la vitesse de propagation des ondes S par celle des P, il en découle un rapport théorique des fréquences de coupure:  $\frac{f_P}{f_S} = \sqrt{3}$ .

Ce modèle, bien que datant de presque 20 ans, est toujours de très loin le plus utilisé pour la modélisation des sources sismiques. Nous avons donc testé la validité de ce modèle sur nos données en effectuant des mesures de fréquence de coupure sur 11 enregistrements où les ondes S étaient suffisamment énergétiques pour pouvoir être étudiées. Un exemple de sismogramme et des spectres respectifs pour les ondes P et S est présenté figure III.1. Le rapport  $\frac{f_P}{f_S}$  est présenté dans le tableau III.1. On remarque la grande variabilité des valeurs. Cela est dû, en particulier, à une certaine difficulté à pointer la fréquence de coupure des ondes S, la pente haute-fréquence étant variable (de -1.5 près de la fréquence de coupure à -2.5 à haute-fréquence). Néanmoins, la valeur moyenne de ce rapport est de 1,46. Ce chiffre est donc assez éloigné de la valeur prévue par le modèle de Brune (1,732).

Enfin, les modèles dynamiques représentent la troisième famille de modèles de sources sismiques. Ils tiennent compte des caractéristiques physiques du milieu (état de contrainte). Madariaga (1976) proposa un modèle dynamique de faille circulaire plane. La rupture s'initie au centre de la faille, puis se propage vers l'extérieur à une vitesse subsonique avant de stopper brutalement sur les bords de la faille. Le modèle de Madariaga suppose un rapport  $\frac{f_P}{f_S} = 1,5$ ; la valeur du rapport  $\frac{f_P}{f_S}$  calculé à Lacq est donc plus proche de la valeur théorique du modèle de Madariaga que de celle du modèle de Brune.

De plus, Gibowicz (1977, 1984) a montré que, dans le cas d'une sismicité induite dans une mine, le modèle de Madariaga (1976) donnait des résultats beaucoup plus réalistes que celui de Brune (1970). Ceci après estimation, dans la mine elle-même, de l'étendue de la source. Cette remarque a d'ailleurs été reprise récemment pour l'étude de microséismes liés à une zone volcanique (Del Pezzo et al., 1987, De Natale et al., 1987). Ces raisons nous ont poussé à choisir le modèle de Madariaga pour remonter aux paramètres des sources.

Il est important de noter que Madariaga interprète les minima situés entre les lobes d'un spectre comme étant le résultat d'interférences destructives liées à des complexités de la source. Le niveau plat basse fréquence doit donc les ignorer et

Rapport des fréquences de coupure onde P / onde S				
Séisme	Station	f <sub>c</sub> onde P	f <sub>c</sub> onde S	Rapport f <sub>c</sub> P / f <sub>c</sub> S
2	CES	20.	18.	1.11
2	MON	20.	15.	1.33
3	ART	18	11.	1.64
23	LAC	20.	11.	1.82
30	ART	11.	7.	1.57
30	LAC	16.	10.	1.60
31	ART	21.	13.	1.62
31	LAC	15.	14.	1.14
34	LDB	11.	7.	1.57
34	ART	11.	6.	1.83
55	LAC	18.	21.	0.86
Rapport moyen = 1.46				

**Tableau III.1 :** Tableau récapitulatif des séismes où les spectres des ondes P et S ont été effectués. On notera que les valeurs du rapport f<sub>cP</sub>/f<sub>cS</sub> peuvent varier très fortement d'un séisme à l'autre.

passer par les maxima des lobes, sauf amplification anormale. Nous pouvons donc maintenant passer au calcul des différents paramètres de la source. Nous allons détailler les formules et les termes intervenant dans celles-ci.

\* Le moment sismique déduit du modèle de Madariaga (1976) correspond à celui du modèle de Brune (1970). Il est calculé par:

$$M_0 = \frac{4\pi\rho\Delta V^3 Y_0}{kR_{\theta\phi}bD}$$

où:

ρ = densité

Δ = distance hypocentrale

V = vitesse des ondes P

Y<sub>0</sub> = niveau plat basse fréquence mesuré sur les spectres

k = amplification à la surface libre

b = amplification du site

R<sub>θφ</sub> = coefficient de radiation

D = atténuation anélastique

\* Le rayon de la source est obtenu en moyennant les valeurs de fréquences de coupure en fonction de l'azimut et en supposant une vitesse de rupture telle que: v<sub>r</sub> = 0,9β. Cette formule moyenne est:

$$a = 0,32 \frac{\beta}{f_{cP}}$$

avec:

f<sub>cP</sub> = fréquence coin des ondes P

β = vitesse des ondes S = vitesse des ondes P / √3

a = rayon de la source

\* La valeur de chute de contrainte est donnée par:

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{M_0}{a^3}$$

ce calcul est donc dépendant des 2 paramètres déjà énumérés: moment et rayon.

Ces 3 paramètres: moment, rayon et chute de contrainte sont les plus largement utilisés et interprétés. Nous les étudierons donc dans le détail. Toutefois, deux autres paramètres peuvent aussi être calculés à partir du modèle: la dislocation à la source et l'énergie sismique libérée par la rupture.

\* La dislocation est déterminée par:

$$D = \frac{M_0}{\mu S}$$

avec:

$\mu$  = rigidité du milieu

S = surface de la faille =  $\pi a^2$

\* L'énergie sismique se libère de 2 façons:

- sous forme d'ondes sismiques; c'est cette partie que nous allons pouvoir quantifier et que nous appellerons donc énergie sismique.

- sous forme de chaleur; nous n'avons bien sûr pas de moyens d'investigation pour cette partie que nous ne traiterons pas.

L'énergie sismique libérée peut être estimée par:

$$E_s = \tau_e \Delta \bar{u} \pi a^2$$

dans le cas d'un modèle de source circulaire dynamique (Madariaga, 1976)

avec  $\tau_e$ : contrainte effective définie par Brune (1970) qui peut être associée à la chute de contrainte dynamique.

$\Delta \bar{u}$ : déplacement moyen sur la faille

$\pi a^2$ : surface de la faille circulaire.

D'après Madariaga (1976), on peut estimer la contrainte effective avec:

$\Delta \sigma = 1,2 \tau_e$  et  $g(v_r) = 0,21$  pour une vitesse de rupture de  $v_r = 0,9 \beta$

$$\text{et } \Delta \bar{u} = \frac{\tau_e}{\mu} a \Delta \frac{\sqrt{1-r^2}}{a^2} \\ = \frac{2}{3} \Delta \frac{\tau_e}{\mu} a$$

d'où:

$$E_s = \frac{\pi}{3} \frac{\tau_e^2 a^3}{\mu} (0,8 \Delta - 0,21)$$

et  $\mu$  est estimé à partir de la vitesse des ondes S:

$$\mu = \rho V_s^2$$

### III.2 Test de validité du modèle pour les séismes de Lacq

Avant d'aller plus loin dans les calculs, nous avons tenu à faire 2 vérifications quant à la validité du modèle vis-à-vis du site de Lacq. La première concerne l'hypothèse d'une étude en champ lointain et la seconde la décroissance haute fréquence en  $\omega^{-2}$ .

#### \* Champ lointain

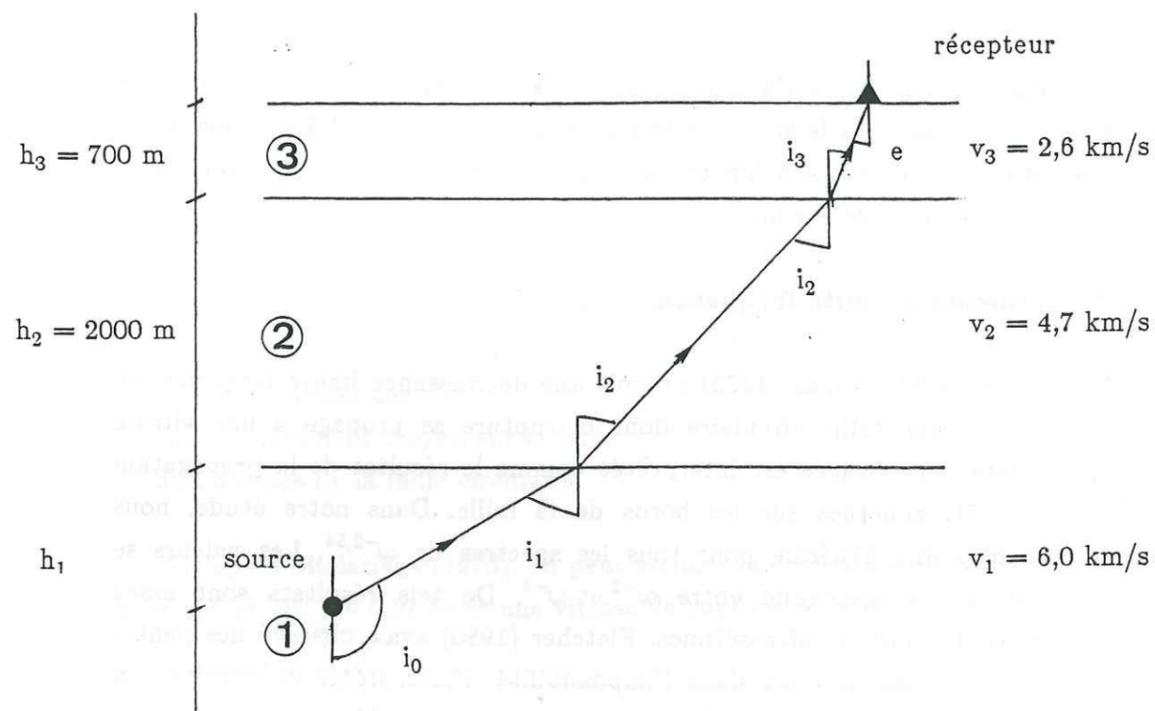
La vérification de l'hypothèse de radiation en champ lointain, supposée par le modèle de Madariaga (1976), sur le site de Lacq a fait l'objet d'un travail détaillé de la part de Kerris (1984). L'auteur souhaitant modéliser les enregistrements d'un sismomètre placé en fond de puits en calculant des sismogrammes synthétiques, a clairement établi que le terme de champ lointain était prépondérant par rapport à celui de champ proche pour le sismomètre à 3880 m de profondeur. La majorité des séismes se situant à environ 4-5 km de profondeur, cette hypothèse est vérifiée, a fortiori, pour les stations de surface.

#### \* Décroissance haute fréquence

Le modèle de Madariaga (1976) prévoit une décroissance haute fréquence en  $\omega^{-2}$  dans le cas d'une faille circulaire dont la rupture se propage à une vitesse subsonique. Cette décroissance est interprétée comme le résultat de la propagation des phases d'arrêt, générées sur les bords de la faille. Dans notre étude, nous obtenons une moyenne générale pour tous les spectres de  $\omega^{-2,54}$ . Les valeurs se répartissant de façon homogène entre  $\omega^{-2}$  et  $\omega^{-3}$ . De tels résultats sont assez classiques lors de l'étude de microséismes. Fletcher (1980) avait observé des pentes allant jusqu'à  $\omega^{-5}$ , mais il était dans l'impossibilité d'interpréter ce résultat en terme de phénomène de source ou de propagation de rai. Aki (1986) favorise le phénomène de source, affirmant que les lois d'échelle s'éloignent des conditions de similarité pour les microséismes et que par conséquent le modèle en  $\omega^{-2}$  (Aki, 1967) n'est pas valable pour de tels événements. Mais Cranswick, Wetmiller et Boatwright (1985) ont réalisé une étude très détaillée du phénomène en utilisant aussi des microséismes. Leurs résultats montrent que cette variation de pente n'est due ni à un effet de source, ni à un effet d'atténuation anélastique le long du rai, mais uniquement à un effet de site lié aux quelques mètres de terrain sous la station. Nous n'avons donc pas d'argument remettant en cause la validité du modèle de Madariaga pour notre étude.

### III.3 Analyse des paramètres du modèle

Nous avons vu au chapitre précédent que les formules issues du modèle de Madariaga intégraient un grand nombre de paramètres correctifs. Ces paramètres ne sont évalués qu'en de rares occasions (Dysart et al., 1988), la grande majorité



**Figure III.2 :** Schéma en coupe du modèle de vitesse adopté pour le calcul et des différentes variables. Il est important de noter que  $\Delta$  est la distance épacentrale.

des études (Gagnepain-Beyneix, 1985, Archuleta et al., 1982, O'Neill, 1984, Fletcher, 1980, Cranswick et al., 1985, entre autres) n'incluant pas ces paramètres dans les formules ou bien leur attribuant systématiquement une valeur moyenne. Certains auteurs néanmoins, s'affranchissent des problèmes de propagation des rais en utilisant, pour calculer les paramètres de la source, la méthode des rapports spectraux (Fletcher et al., 1986, Chael et Kromer, 1988, par exemple). Nous allons donc profiter de cette étude où le site est sensé être bien connu pour détailler chacun de ces paramètres.

Deux catégories de paramètres peuvent être distinguées:

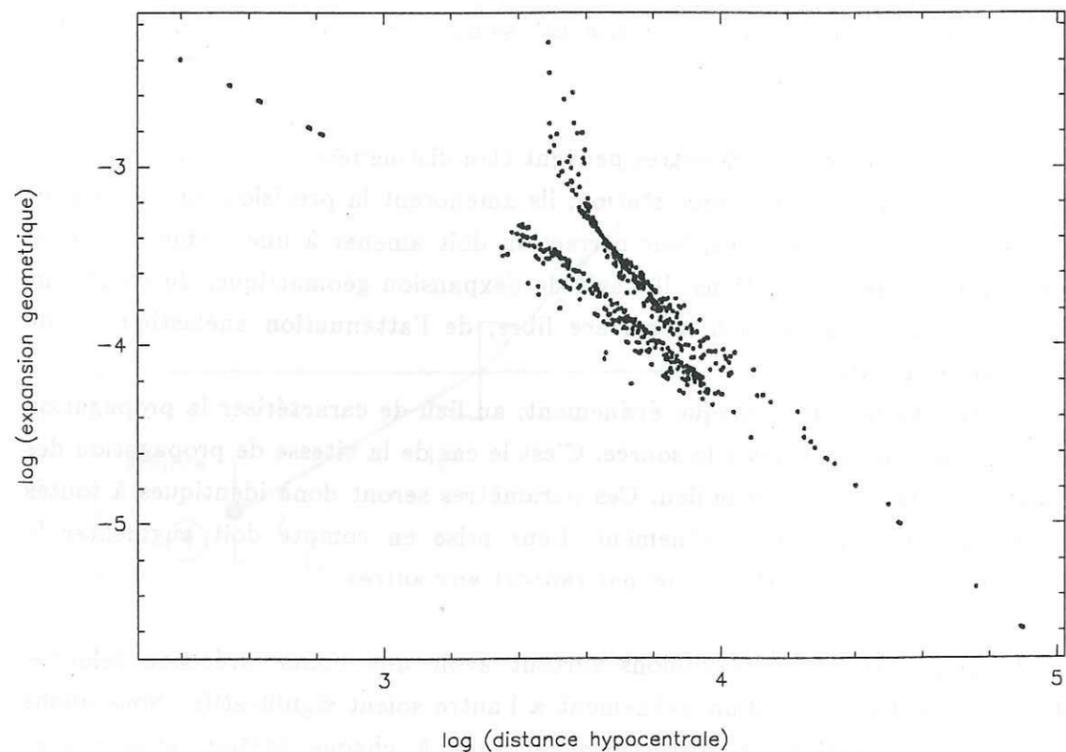
\* les paramètres relatifs à chaque station; ils améliorent la précision du calcul pour chaque événement. Idéalement, leur correction doit amener à une même valeur de moment pour toutes les stations. Il s'agit de l'expansion géométrique, du coefficient de radiation, de la réflexion à la surface libre, de l'atténuation anélastique et de l'amplification du site.

\* les paramètres relatifs à chaque événement; au lieu de caractériser la propagation du rai ou le site, ils sont liés à la source. C'est le cas de la vitesse de propagation des ondes P et de la densité du milieu. Ces paramètres seront donc identiques à toutes les stations pour un même événement. Leur prise en compte doit augmenter la qualité relative des moments les uns par rapport aux autres.

Dans ce travail, nous voulons surtout avoir une bonne précision relative, c'est-à-dire que les écarts d'un événement à l'autre soient significatifs. Nous allons commencer par étudier les corrections relatives à chaque station avant celles relatives à la source. Pour mesurer l'effet de chaque correction, nous avons pris un modèle de base où la seule correction effectuée est celle de l'expansion géométrique, calculée pour un milieu homogène ( $1/\Delta$ ), bien que la distance hypocentrale soit calculée avec le modèle de vitesse "standard" à couches planes (cf figure III.2). Ensuite, un écart-type est mesuré pour chaque événement, puis la moyenne pour tous les événements est calculée. Dans le cas de ce modèle, la moyenne est de 46%. Nous mesurerons l'effet de chaque paramètre relatif par rapport à ce modèle de départ.

### III.3.a Les paramètres relatifs à chaque station

\* L'expansion géométrique



**Figure III.3 :** Représentation de l'expansion géométrique en fonction de la distance hypocentrale. Les distances hypocentrales les plus faibles ont une pente en -1 synonyme de demi-espace homogène. En effet, ces séismes sont localisés dans la couche la plus superficielle et ne subissent donc pas d'effet de structure.

L'expansion géométrique est l'expression de la propagation des ondes dans le milieu. Ainsi, si l'on se place en milieu homogène, partant d'un point source, le front d'onde va avoir la forme d'une sphère. En un point particulier de cette sphère, la perte d'énergie liée à l'expansion de cette sphère sera en  $1/4\pi R^2$ . Travaillant en amplitude et non en énergie, l'atténuation liée à l'expansion géométrique agira en  $1/4\pi R$ . Cette correction n'est valable qu'en milieu homogène, nous avons donc essayé d'affiner la correction en utilisant le modèle de vitesse "standard", à savoir 2 couches planes surmontant un demi-espace homogène (figure III.2). Pour effectuer cette correction, il faut alors estimer la densité d'énergie par unité de surface. Elle s'exprime analytiquement par:

$$\sigma = \frac{E \sin i_0}{\Delta \cos e} \left| \frac{di_0}{d\Delta} \right| \quad (1)$$

(cf. Coulomb et Jobert, 1973)

avec :

$E$  = Energie

$e$  = angle d'émergence

$i_0$  = angle à la source (par rapport à la verticale descendante)

$\Delta$  = distance épacentrale. On notera  $\Delta_1, \Delta_2, \Delta_3$ , les contributions respectives des niveaux 1, 2 et 3 à  $\Delta$ .

Etant dans le cas d'une stratification à couches planes homogènes, on peut exprimer  $i_0$  en fonction de  $\Delta$  par:

$$\text{tg}(i_0) = -\frac{\Delta_1}{h_1}$$

d'où:  $i_0 = \text{arctg}\left(-\frac{\Delta_1}{h_1}\right)$

on obtient:

$$\left| \frac{di_0}{d\Delta} \right| = \frac{1/h_1}{1 + \left(\frac{\Delta_1}{h_1}\right)^2} \quad (2)$$

en utilisant (2) dans (1), on obtient:

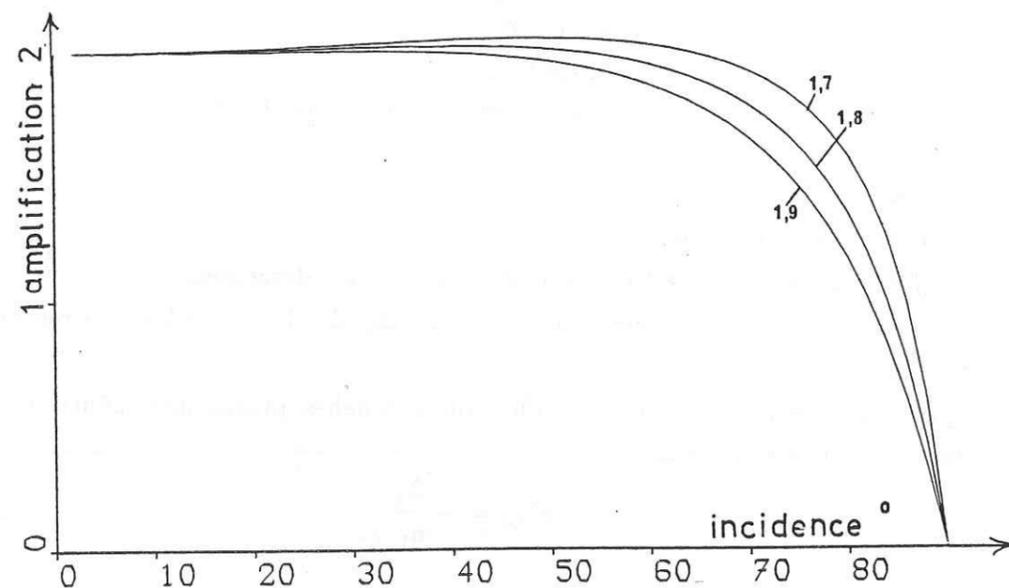
$$\sigma = \frac{E \sin i_0}{\Delta \cos e} \frac{1/h_1}{1 + \left(\frac{\Delta_1}{h_1}\right)^2}$$

or:  $\sin i_0 = \sin i_1$

et dans notre cas:  $\cos e = \cos i_3$  (cf. figure III.2)

on obtient alors:

$$\sigma = \frac{E \sin i_1}{\Delta \cos i_3} \frac{h_1}{(h_1^2 + \Delta_1^2)}$$



**Figure III.4 :** Représentation de l'amplification due à la réflexion à la surface libre pour 3 valeurs du rapport  $V_P/V_S$ . Ici,  $V_P/V_S = \sqrt{3}$  nous intéresse, on voit que le coefficient est stable et égal à 2 pour des incidences allant jusqu'à  $70^\circ$  (d'après Modiano, 1980).

soit:

$$\sigma = \frac{E \sin i_1 h_1}{\Delta \cos i_3 x_1^2}$$

avec  $x_1$  = distance hypocentrale pour le niveau 1.

Si l'on se replace dans le cas homogène,  $i_3 = i_1$ , alors:

$$\sigma = \frac{E \operatorname{tg} i_1 h_1}{\Delta x_1^2}$$

et:  $\operatorname{tg} i_1 = \frac{\Delta_1}{h_1}$

$$\Delta = \Delta_1$$

on obtient bien:

$$\sigma = \frac{E}{x^2}$$

Travaillant sur des spectres en amplitude, et non en énergie, nous allons calculer  $\sqrt{\sigma}$ . Les résultats sont visualisés figure III.3. La représentation étant bilogarithmique, la pente du cas homogène est égale à -1. On remarque que, hormis pour les séismes très superficiels ( $\log \Delta < 3$ ) où l'on est en cas homogène, la pente moyenne est plus élevée (-1,4), ce qui reflète l'effet lié à la traversée des interfaces. Les points les plus dispersés correspondent, eux, aux séismes localisés à proximité immédiate d'une interface et où l'angle de départ du rai va beaucoup influencer sur le trajet. Si on applique cette correction d'expansion géométrique au modèle précédemment défini, on obtient une valeur d'écart-type moyen égale à 50% contre 46% dans le cas où l'expansion géométrique est prise automatiquement homogène, donc uniquement fonction de la distance hypocentrale. La dispersion sur les données est donc augmentée par notre correction. Il est difficile d'apporter une explication à ce phénomène, le modèle, même s'il reste une simplification de la réalité, n'en est pas moins plus proche que le demi-espace homogène. Pour bien faire, il faudrait tenir compte de la forme de dôme du gisement et calculer l'expansion géométrique pour une structure en demi-sphère.

#### \* Le coefficient de radiation

Le calcul du coefficient de radiation nécessite la connaissance des mécanismes au foyer, ainsi que l'angle de départ des rais (angle entre rai et plan de faille), ce qui explique qu'il ne soit que très rarement calculé. Or, nous disposons de ces valeurs (Feignier, 1986). Nous pouvons donc essayer de calculer les coefficients de radiation.

Pour l'onde P, on sait que:

$$R_{\theta\phi} = \sin 2\theta \cos \phi \text{ (cf. Aki et Richards, 1980)}$$

avec:  $\theta$  = angle entre la normale au plan de faille et le rai

$\phi$  = angle entre la direction de glissement et la projection du rai sur le plan de faille.

Nous avons calculé, pour chaque événement à chaque station, le coefficient de radiation. Il se trouve, à nouveau, qu'après correction, l'écart-type moyen est nettement plus élevé qu'avant (66% contre 46%). Cette constatation peut nous mener à 2 conclusions: soit que les mécanismes au foyer sont profondément faux, mais leur cohérence (cf. paragraphe I.1) tendrait plutôt à nous prouver le contraire, soit que le schéma de radiation des microséismes est beaucoup plus complexe que le modèle classique en "papillon", mais cela remet notamment en cause la notion de double-couple pour la construction des mécanismes.

#### \* L'amplification à la surface libre

Cette correction s'explique par le fait que le sismomètre enregistre à la fois par les mouvements du front d'onde incident et du front d'onde réfléchi à la surface libre. La figure III.4 montre que pour un rapport  $V_P/V_S = 1,7$  la valeur du coefficient de réflexion vaut 2 pour un angle d'incidence inférieur à  $70^\circ$ . Il est très facile de vérifier cette condition pour les séismes dont la profondeur est supérieure à 700 m.

$$\text{D'après la loi de Descartes: } \frac{\sin i_1}{\sin i_2} = \frac{V_1}{V_2} = \frac{4,7}{2,7} = 1,75$$

dans le cas le plus défavorable,  $i_1$  vaut  $90^\circ$  donc  $\frac{1}{\sin i_2} = 1,75$

on en déduit  $i_2 = 35^\circ$  ce qui est très inférieur à la valeur critique de  $70^\circ$ . Pour tous les séismes dont la profondeur est supérieure à 700 m, le coefficient de réflexion sera égal à 2.

Pour les séismes dont la profondeur est inférieure à 700 m, ce coefficient est très facile à calculer puisque l'on est sensé être en milieu homogène. Dans la plupart des cas, nous allons obtenir des angles d'incidence très élevés (profondeur de quelques centaines de mètres pour une distance hypocentrale de plusieurs kilomètres) donc des coefficients de réflexion très faibles. Nous voyons donc que les paramètres sismiques des séismes superficiels risquent d'être erronés, le modèle, trop simpliste, ne tenant pas compte de la couche superficielle altérée à vitesse de propagation beaucoup plus faible qui a donc tendance à redresser les rais et augmenter la valeur du coefficient de réflexion à la surface libre. Il faut tout de même remarquer que cela ne concerne que 5 séismes, tous les autres ayant des profondeurs supérieures à 700 m.

#### \* L'atténuation anélastique

Une correction parfaite de l'atténuation anélastique justifierait probablement une thèse entière à elle seule. Tel n'est pas ici notre propos. Néanmoins, l'influence de l'atténuation anélastique sur la forme du spectre et en particulier sur la position de la fréquence de coupure (donc a posteriori sur la taille de la source) mérite que l'on rentre quelque peu dans le détail.

La correction d'atténuation anélastique (D) passe d'abord par la connaissance du facteur de qualité, étant donné que:

$$D = e^{-\frac{\pi f \Delta}{QV}}$$

avec:  $f$  = fréquence considérée

$\Delta$  = distance hypocentrale

$Q$  = facteur de qualité

$V$  = vitesse de propagation des ondes.

S'il est aujourd'hui unanimement reconnu que  $Q$  est dépendant de la fréquence, plusieurs méthodes permettent d'estimer cette dépendance dont une synthèse exhaustive est réalisée par Herraiz et Espinosa (1986). Nous utiliserons ici le modèle dit de rétrodiffusion simple (*single back-scattering*) proposé par Aki (1969), puis repris et affiné par de nombreux auteurs (Aki et Chouet, 1975; Sato, 1977; Rautian et Kalthurin, 1978, entre autres). L'estimation du facteur de qualité se fait à travers l'étude de la décroissance de la coda des ondes, celles-ci devant s'atténuer de façon exponentielle en fonction du temps. Sur des séismes aussi superficiels que ceux de Lacq, il est bien évidemment impossible d'étudier la coda des ondes P (les ondes S arrivant beaucoup trop rapidement). Nous avons dû utiliser la coda du sismogramme. Or, le contraste de vitesse élevé entre les molasses tertiaires et les terrains sous-jacents favorise la constitution d'ondes de surface, qui se superposent à la coda des ondes S. C'est donc sur les codas de ces ondes de surface que nous allons travailler. Il faut alors émettre l'hypothèse d'une relation entre l'atténuation anélastique des ondes de surface et celle des ondes P.

D'autre part, il est bien connu que l'étude de la coda de séismes ne peut être menée que sur des données suffisamment énergétiques (cf. Gagnepain-Beyneix, 1987, par exemple). Il ne pouvait donc pas être question d'analyser tous les enregistrements de notre jeu de données. Nous avons alors préféré sélectionner quelques enregistrements énergétiques et présentant une "belle" décroissance de la

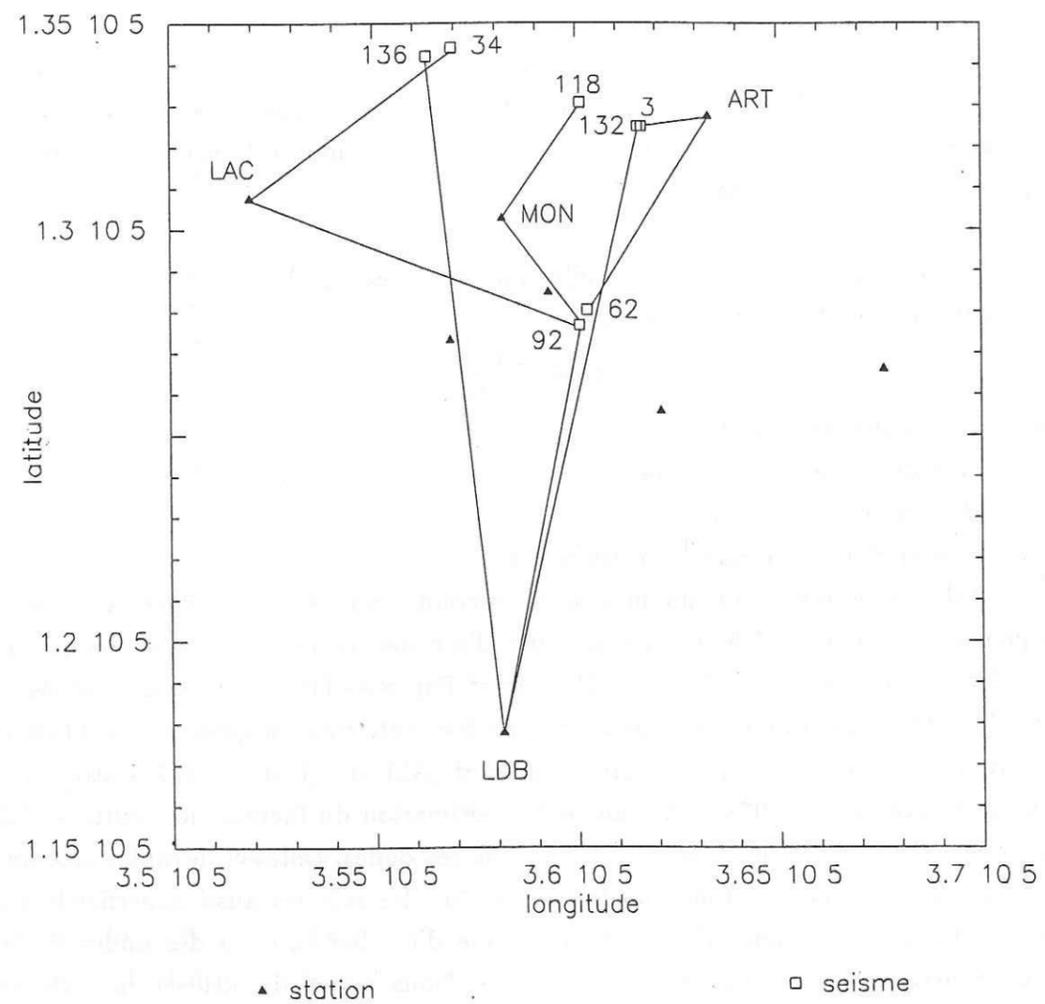


Figure III.5 : Carte montrant les différents trajets séisme-station étudiés pour estimer les facteurs de qualité.

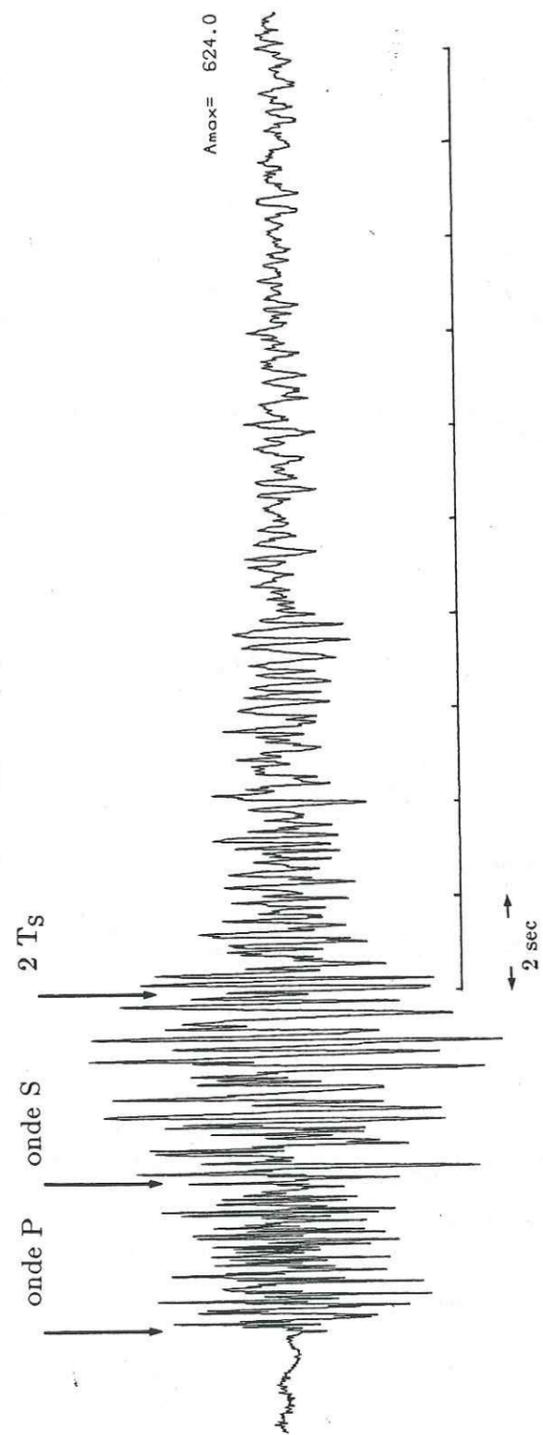
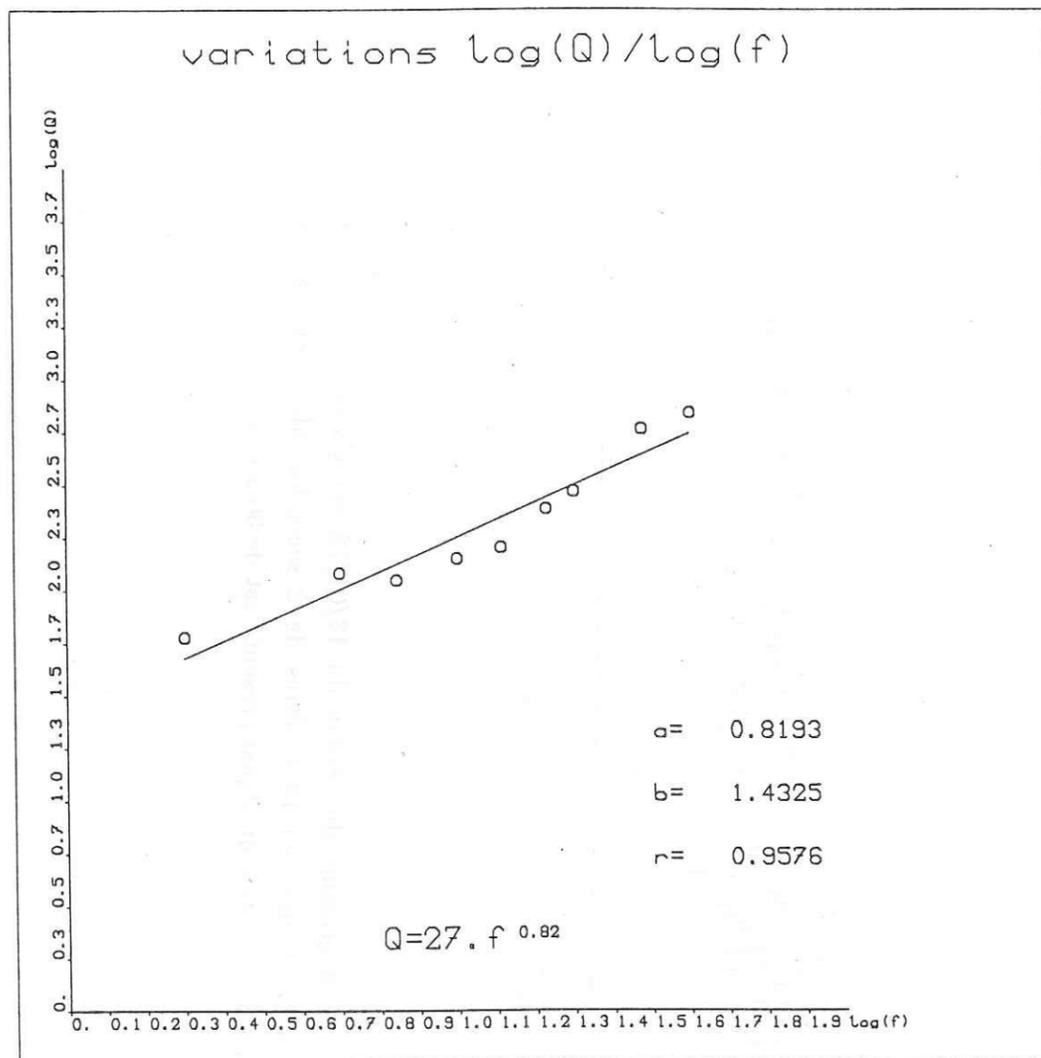


Figure III.6 : Sismogramme du séisme du 13/01/78 enregistré à la station LAG7. La coda est divisée en 10 fenêtres de 2 secondes, afin d'étudier sa décroissance. La durée totale du signal présenté est de 30 secondes.



**Figure III.7 :** Estimation, par régression linéaire, de la variation du facteur de qualité en fonction de la fréquence. Sur cette figure, toutes les valeurs, y compris à 40 Hz, ont été utilisées. Ces données sont tirées de l'étude de la coda du séisme 92 du 15/08/78 enregistré à MON.

coda. De plus, ces événements ont été choisis de façon à échantillonner correctement la structure tant dans l'espace (cf figure III.5), que dans le temps (les sismogrammes utilisés s'étagent de août 1976 à mars 1979). Le but de cette étude étant alors, non plus de corriger chaque sismogramme de l'atténuation anélastique ce qui est impossible, mais d'observer si des variations spatio-temporelles significatives ont lieu sur le site de Lacq, ce qui risquerait de biaiser sérieusement les données, et dans un deuxième temps, de les quantifier.

Pour mesurer la décroissance de l'amplitude de la coda, on la divise en fenêtres de 2 secondes dont le spectre de déplacement est calculé (figure III.6). L'amplitude du spectre est ensuite mesurée à 9 fréquences particulières: 2, 5, 7, 10, 13, 17, 20, 30 et 40 Hz. En fait, cette mesure est faite en moyennant sur les amplitudes proches de la fréquence considérée.

D'après Aki et Chouet (1975):

$$\log_{10}[A(f, t_0)] = C - \log_{10}(t) - bt$$

avec:

$$b = \pi f \log_{10}e / Q \text{ et } C = \text{terme de source}$$

on peut alors écrire:

$$\log_{10}[At^m] = C - bt$$

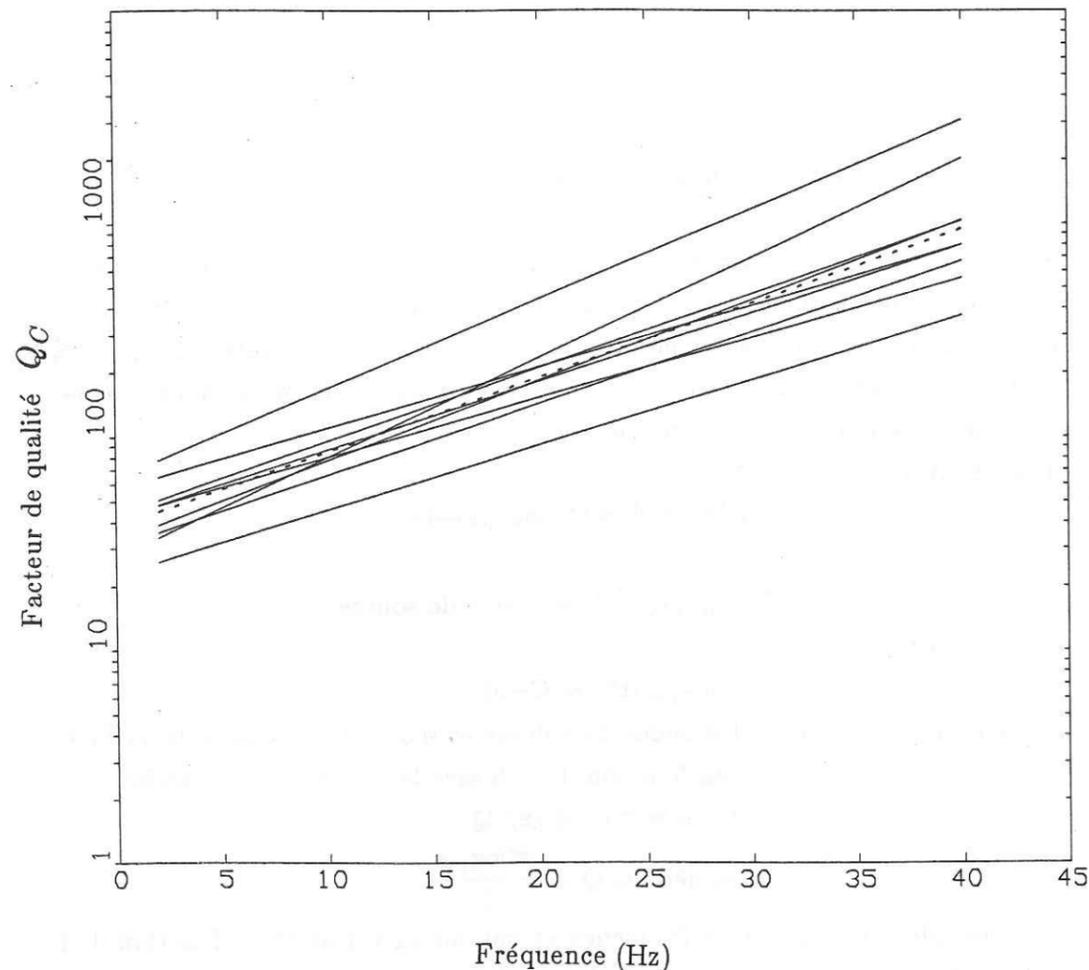
le paramètre m valant 1 pour les ondes de volume et 0.5 pour les ondes de surface. Donc, si l'on représente  $\log [At]$  en fonction de t, b sera la pente de cette droite.

$$\text{Or } b = \pi f \log_{10}e / Q$$

$$\text{on en déduit: } Q = \frac{\pi f \log_{10}e}{b}$$

On peut alors calculer Q à chaque fréquence et obtenir sa variation en fonction de f (Figure III.7). Nous avons effectué ce calcul pour 9 sismogrammes, issus de 7 séismes différents, sélectionnés sur les critères précédemment cités. Les résultats présentés ne tiennent pas systématiquement compte des valeurs de Q mesurées à 40 Hz. En effet, il s'avère que parfois sur les 10 fenêtres de mesure, seules les 2 ou 3 premières possédaient des amplitudes suffisamment élevées par rapport au bruit de fond. Les valeurs de Q déduites de ces 2 ou 3 mesures sont alors parfois fantaisistes et nous avons préféré les retirer du calcul. La valeur à 40 Hz n'a donc été conservée que lorsque la mesure était possible dans 8 des 10 fenêtres de temps. Les valeurs obtenues pour chaque sismogramme sont présentées dans le tableau III.2 et figure III.8. Les coefficients de corrélation ont été calculés avec la formule suivante:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}$$



**Figure III.8 :** Diagramme facteur de qualité / fréquence de tous les résultats obtenus par étude de la décroissance des codas. La ligne tiretée symbolise la loi moyenne ( $22 f^{1.02}$ ).

Tous ces résultats sont assez proches et l'expression moyenne du facteur de qualité à partir de ces mesures vaut:

$$Q = 22 f^{1.02}$$

Toutefois, avant d'aller plus loin, il convient de resituer cette étude dans le cadre général. Nous cherchons à remonter aux paramètres à la source en analysant le spectre en déplacement des ondes P et la seule information dont nous disposons en terme d'atténuation anélastique est reliée aux ondes de surface. Leur relation est, a priori, des plus limitée. Par contre, de nombreux travaux ont montré un lien étroit entre ondes de surface et ondes S (Dainty et al., 1974, Aki et Chouet, 1975, Kopnichev, 1977). Ces études concluent à la grande similarité des deux atténuations anélastiques, permettant même d'émettre l'hypothèse suivante: les ondes de surface sont générées à partir de la conversion d'ondes S (Aki et Chouet, 1975). Nous pouvons effectivement retrouver ce résultat en comparant nos valeurs à celles obtenues par Gagnepain-Beyneix (1987) pour les 20 premières secondes de la coda des ondes S à Arette sur des séismes naturels (25 km au sud de Lacq) et dont les distances épacentrales sont comprises entre 5 et 10 km:  $Q = 30 f^{1.06}$ . Nous pouvons donc supposer avoir une idée assez précise de la valeur du facteur de qualité pour les ondes S. Par contre, remonter à l'atténuation des ondes P s'avère beaucoup plus hasardeux. En effet, on compte à peu près autant de relations entre  $Q_S$  et  $Q_P$  que d'études ! Le rapport  $Q_S/Q_P$  variant entre 1,78 (Rautian et al., 1978) et 0,5 (Bakun et al., 1976). Dans des contextes assez proches du notre, Frankel (1982) trouve un rapport  $Q_S/Q_P \approx 1$  pour des séismes superficiels (profondeur < 30 km), par contre Modiano et Hatzfeld (1982) étudiant les séismes de la région d'Arette, trouvent un rapport moyen  $Q_S/Q_P = 1,64$ .

En émettant l'hypothèse d'un rapport  $Q_S/Q_P$  égal à 1, revenons à la valeur obtenue pour le facteur de qualité. Ce résultat est très intéressant car si on remplace  $Q$  dans l'équation de l'atténuation anélastique:  $D = \exp \left( -\frac{\pi f \Delta}{QV} \right)$  avec la valeur moyenne de  $Q = 22 f^{1.02}$ , on constate que l'atténuation anélastique est indépendante de la fréquence.

On peut alors l'écrire:  $D = \exp \left( -\frac{\pi \Delta}{22V} \right)$

c'est à dire que son effet sur le spectre se traduira, non pas par un déplacement de la fréquence de coupure vers les basses fréquences, mais par un saut global vers le bas de l'ensemble du spectre sans modification de la fréquence de coupure. Ces résultats vont donc aussi dans le sens de fréquence de coupure significative de la taille de la source, même si cette correction calculée en un point particulier du

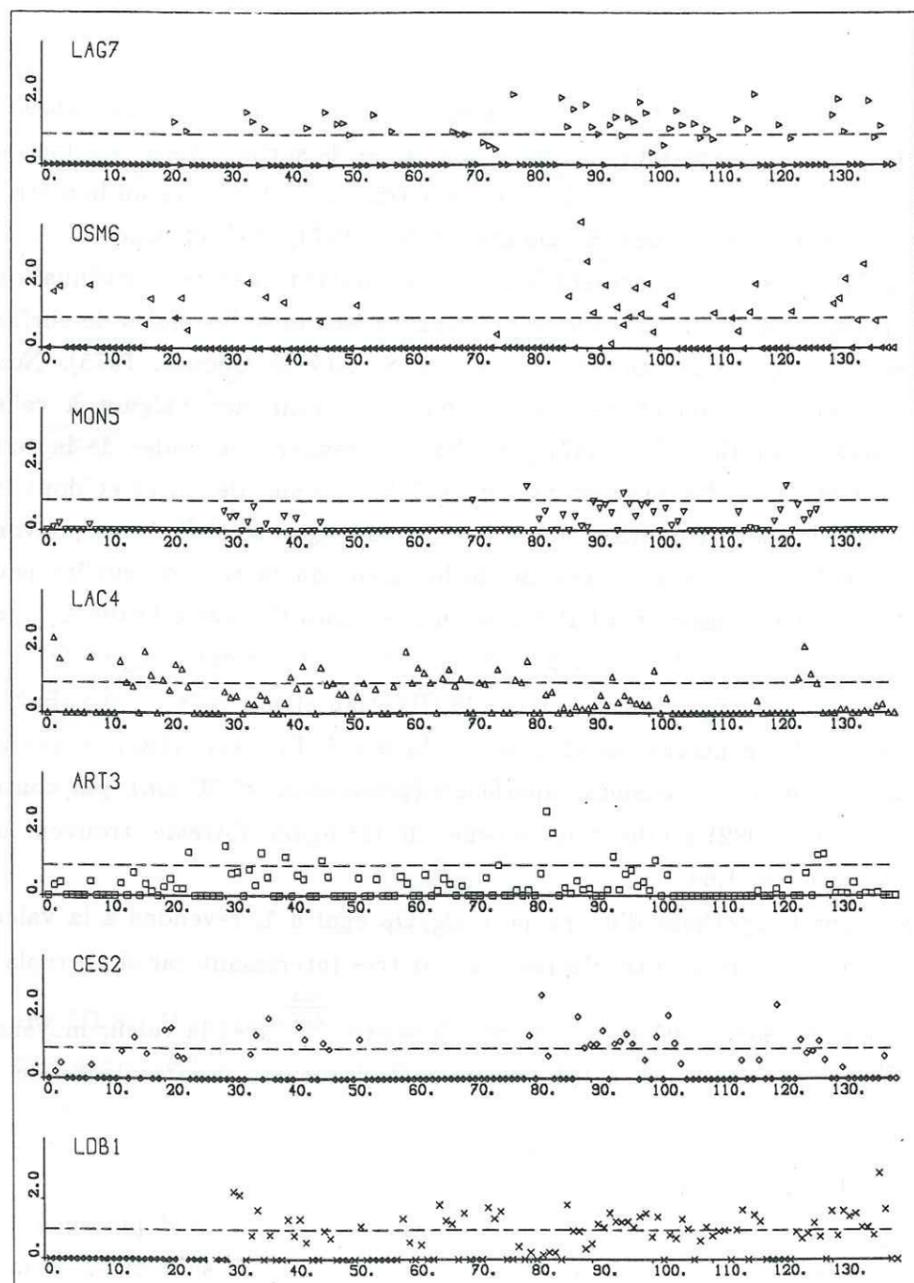


Figure III.9 : Moments normalisés avant correction de l'amplification du site. Les stations ART3 et MON5 sont situées systématiquement en-dessous du trait repère égal à 1. Ces stations atténuent donc les ondes sismiques de façon continue dans le temps.

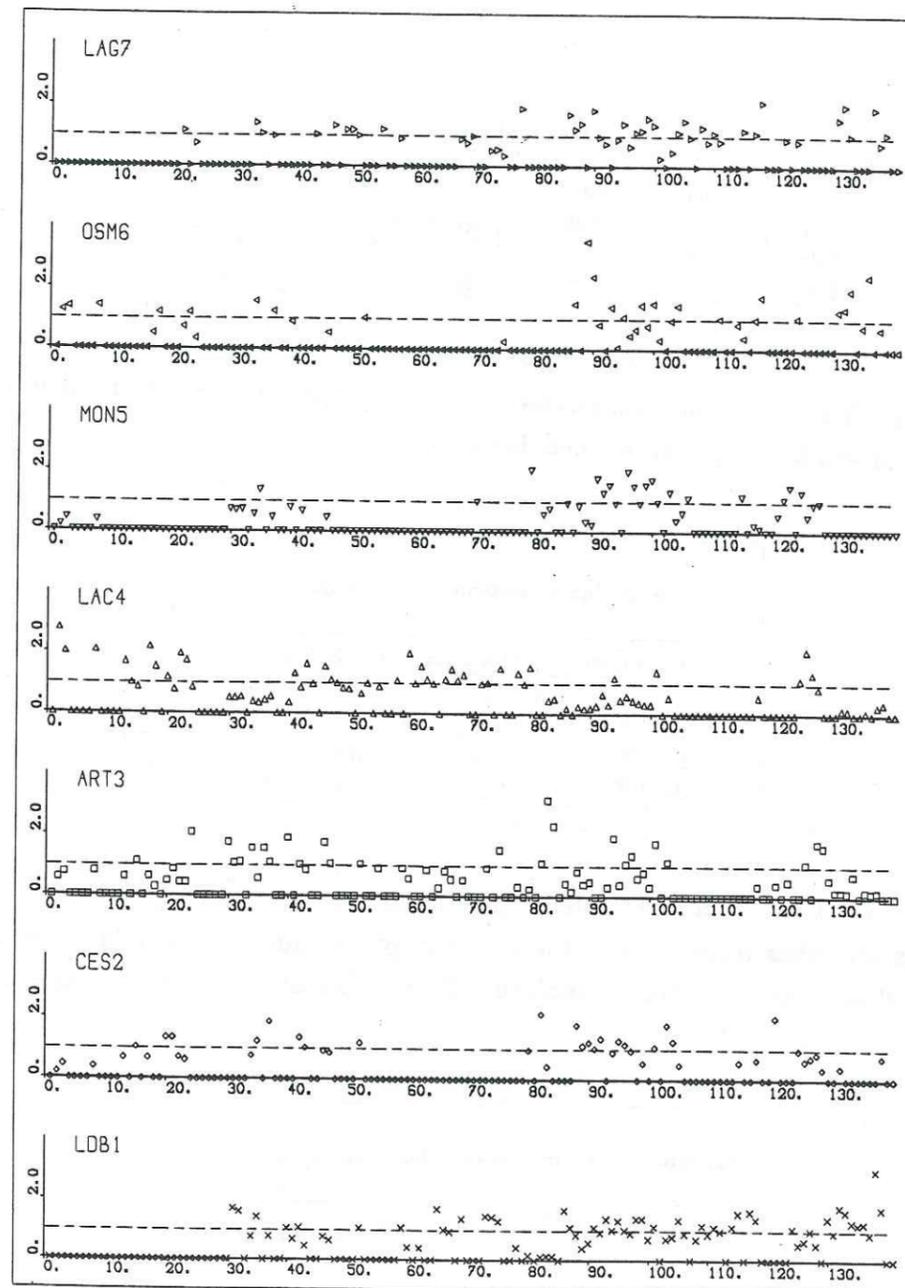


Figure III.10 : même figure que III.6, mais après correction. Les stations ART3 et MON5 sont devenues centrées sur le trait tireté équivalent au moment "idéal".

Etude du facteur de qualité				
Séisme	Station	Profondeur	$Q = b f^\alpha$	Corrélation
3	ART	4099.	$Q_C = 25 f^{1,01}$	$r = 0,93$
34	LAC	3475.	$Q_C = 33 f^{1,23}$	$r = 0,97$
62	ART	3067.	$Q_C = 36 f^{0,84}$	$r = 0,83$
92	MON	2414.	$Q_C = 27 f^{0,82}$	$r = 0,96$
92	LAC	2414.	$Q_C = 18 f^{1,10}$	$r = 0,98$
92	LDB	2414.	$Q_C = 14 f^{0,89}$	$r = 0,98$
118	MON	3825.	$Q_C = 18 f^{0,98}$	$r = 0,97$
132	LDB	5523.	$Q_C = 13 f^{1,37}$	$r = 0,92$
136	LDB	3513.	$Q_C = 25 f^{0,94}$	$r = 0,95$

Tableau III.2 : Tableau récapitulatif des différentes mesures de facteur de qualité par étude de la décroissance de la coda.

Etude de l'atténuation anélastique		
Facteur de qualité	D à 2 Hz	D à 30 Hz
14 $f^{0,89}$	0,695	0,611
22 $f^{1,02}$	0,808	0,818
33 $f^{1,23}$	0,885	0,936

Tableau III.3 : Tableau des valeurs d'atténuation anélastique pour les 2 lois extrêmes obtenues dans l'étude. La valeur moyenne adoptée pour la suite du travail est donnée au centre du tableau (22  $f^{1,02}$ ). Les atténuations anélastiques sont calculées à 2 et 30 Hz.

Amplifications moyennes des stations	
Station	Valeur moyenne
LDB1	1,212
CES2	1,185
ART3	0,620
LAC4	0,912
MON5	0,584
OSM6	1,355
LAG7	1,265

Tableau III.4 : Tableau des amplifications moyennes relatives pour les différents stations. On remarque que 2 stations semblent particulièrement atténuer les ondes sismiques: ART3 et MON5.

gissement n'est pas strictement exacte pour l'ensemble des données. La valeur des tailles de source ne semble donc pas devoir être affectée par une mauvaise correction de l'atténuation.

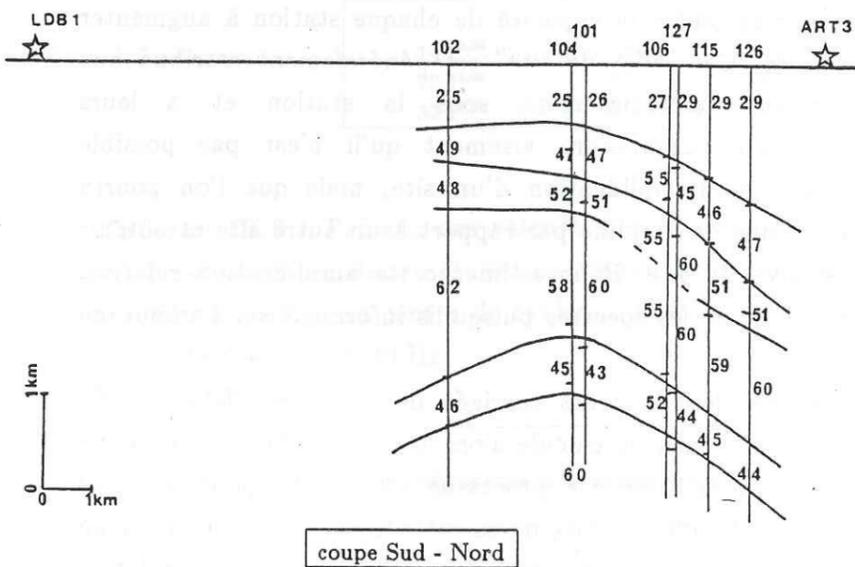
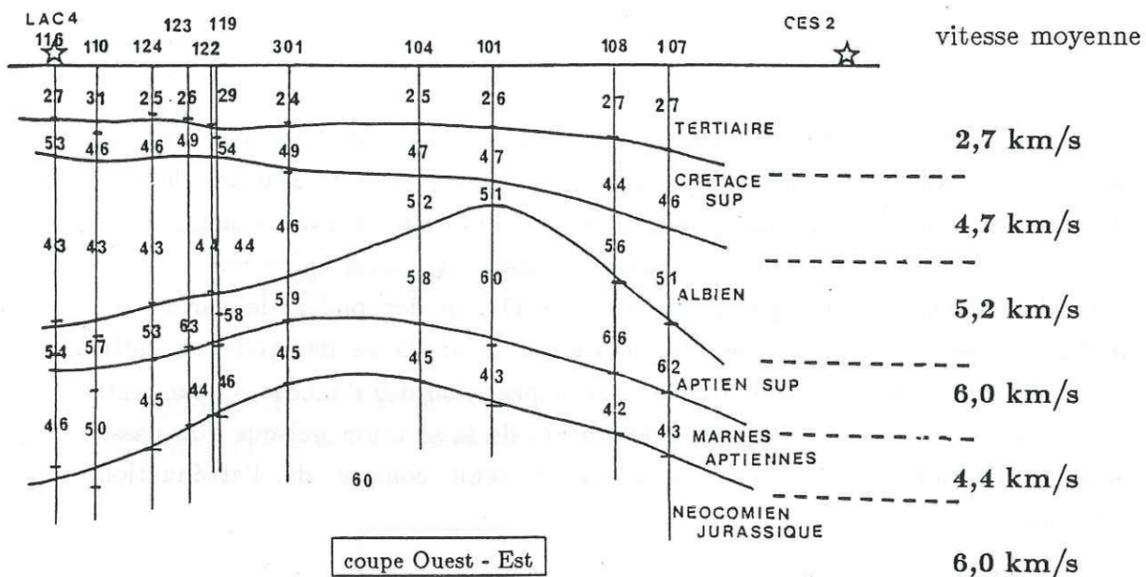
Enfin, nous pouvons estimer l'erreur maximale induite par l'utilisation de la valeur moyenne dans la gamme de fréquence qui nous intéresse, soit de 2 à 30 Hz. Ils sont présentés dans le tableau III.3 et montrent que l'erreur maximale sur ces données est de l'ordre de 20%. Cette valeur est importante et souligne le rôle majeur que doit jouer l'atténuation anélastique dans l'incertitude sur les moments.

Au vu de toutes ces approximations (extension à toutes les données d'une mesure calculée en quelques points, mesure de Q sur des ondes de surface et application à des spectres d'ondes P), on est en droit de se demander si cette correction contribue effectivement à améliorer la précision des données. Cependant, le test sur les écart-types révèle une amélioration de la solution puisque l'on passe de 46% avant correction à 42% après avoir tenu compte de l'atténuation anélastique.

#### \* L'amplification du site

Cette amplification correspond à la capacité de chaque station à augmenter ou atténuer le signal sismique. Cet "effet de site" est généralement attribué aux quelques mètres se trouvant immédiatement sous la station et à leurs caractéristiques géologiques. On comprendra aisément qu'il n'est pas possible d'obtenir une valeur absolue de l'amplification d'un site, mais que l'on pourra seulement constater qu'il atténue ou amplifie par rapport à un autre site et obtenir ainsi une amplification relative du site. Pour estimer cette amplification relative, nous avons utilisé les niveaux plats des spectres puisqu'ils informent sur l'amplitude des déplacements.

Le principe est d'utiliser les moments corrigés de tous les effets relatifs, excepté celui du site. A chaque séisme, on calcule alors le rapport moment sismique à la station / moment sismique moyen. Ce processus est répété pour tous les événements et à chaque station. Il suffit ensuite de calculer la moyenne arithmétique par station pour tous les séismes et on obtient le facteur d'amplification relative pour chaque site. Les résultats de ce calcul se trouvent dans le tableau III.4. Pour bien visualiser l'importance de cette correction, des moments normalisés ont été employés. C'est-à-dire que la valeur représentée sur les figures III.9 et III.10 provient de la division du moment sismique calculé à la station par le moment sismique moyen (moyenne de toutes les stations). Après correction de ce facteur et dans le cas idéal de corrections exactes, toutes les stations devraient présenter des moments



**Figure III.11** : Coupes dans 2 directions perpendiculaires avec report des vitesses de propagation des ondes P déduites des carottages sismiques à chaque puits. En face de la coupe Ouest - Est sont notées les valeurs moyennes adoptées pour la suite de l'étude.

(adapté d'après Wittlinger, 1980)

normalisés égaux à 1.

La figure III.9 montre pour toutes les stations cette valeur de normalisation avant correction. On remarque que les stations ART3 et MON5 sont systématiquement atténuées par rapport à la moyenne. Les autres stations semblent se répartir à peu près autour de 1.

La figure III.10 donne la même représentation après correction de l'amplification du site. On voit que ART3 et MON5 sont revenues proches de la moyenne. Pour les autres stations, si l'effet est moins net, il se traduit quand même par un recentrage des valeurs. Pour souligner l'importance de cette correction, le test classique du calcul de l'écart-type avant et après correction a été effectué, on passe de 46% avant à 39% après, le gain n'est donc pas négligeable.

A la fin de ces corrections relatives qui étaient sensées nous apporter une meilleure précision pour chaque séisme, nous voyons qu'il ne nous a été possible d'améliorer la qualité des données que par la correction d'atténuation anélastique et celle, arbitraire, d'effet de site. Bien entendu, ces résultats décevants posent quelques questions quant à la finesse supposée de l'étude. Pour seule réponse, nous pouvons dire que la principale amélioration qui puisse être apportée résulterait de l'utilisation de programmes de tracé de rais tridimensionnels.

### III.3.b Les paramètres relatifs à la source

Avec ces paramètres, nous ne pouvons plus espérer améliorer la qualité intrinsèque des moments, mais leur précision relative, les uns par rapport aux autres.

#### \* Les vitesses de propagation

Le modèle utilisé pour définir les vitesses de propagation aux sources est déduit des carottages sismiques effectués sur le site de Lacq, lors des forages des puits (Wittlinger, 1980). La vitesse de propagation à la source est un facteur prépondérant tant dans le calcul du moment sismique que dans celui du rayon de la faille; il est donc important d'en avoir une image aussi proche de la réalité que possible. C'est pourquoi nous avons divisé la structure en 6 niveaux respectant la structure tridimensionnelle de Lacq (figure III.11). L'attribution des vitesses pour chaque séisme étant rendue possible grâce à la connaissance de leur appartenance

Paramètres des sources sismiques					
Séisme	date	nobs	Ml	$M_0(10^{18}\text{dyn.cm})$	$\Delta(M_0)$
1	760822	0	1.87	.00	.00
2	760822	5	2.29	6.16	6.00
3	760822	5	2.92	24.02	14.70
4	760822	0	-99.00	.00	.00
5	760822	0	-99.00	.00	.00
6	760822	0	-99.00	.00	.00
7	760822	0	-99.00	.00	.00
8	760822	5	2.84	19.83	13.05
9	760822	0	-99.00	.00	.00
10	760822	0	1.49	.00	.00
11	760822	0	1.65	.00	.00
12	760822	0	2.29	.00	.00
13	760903	3	1.46	4.67	2.30
14	760917	1	1.60	1.01	.00
15	760917	3	1.41	1.48	.16
16	760917	0	1.00	.00	.00
17	760929	4	1.60	2.40	1.65
18	761030	3	1.91	7.16	3.77
19	761005	0	2.09	.00	.00
20	761013	3	1.00	.68	.25
21	761015	3	1.00	.60	.15
22	761015	5	-99.00	4.00	2.12
23	761105	4	1.20	4.44	2.26
24	761118	4	1.66	2.94	1.91
25	761130	0	1.49	.00	.00
26	761130	0	1.70	.00	.00
27	761130	0	2.80	.00	.00
28	761130	0	1.60	.00	.00
29	761130	0	2.70	.00	.00
30	770116	3	1.50	5.76	3.14
31	770116	4	1.50	5.35	2.48
32	770116	4	1.95	4.23	1.73
33	770117	0	1.21	.00	.00
34	770118	7	2.70	25.19	11.54
35	770120	6	2.50	1.59	.65
36	770120	2	1.30	1.72	.96
37	770121	7	3.20	36.51	16.25
38	770122	0	2.30	.00	.00
39	770123	0	1.20	.00	.00
40	770216	5	1.79	.61	.31
41	770220	2	1.21	1.18	.38
42	770221	5	2.09	.49	.11
43	770224	4	1.41	1.43	.60
44	770310	2	1.51	.69	.02
45	770430	0	3.60	.00	.00
46	770503	6	2.90	11.41	5.59
47	770512	5	1.60	5.88	1.34
48	770517	1	1.00	.36	.00
49	770519	2	-99.00	.56	.09

Tableau III.5 : Tableau de résultats.  $M_0$  = moment sismique, R = rayon de la source,  $\Delta\sigma$  = chute de contrainte,  $\bar{D}$  = dislocation moyenne, E = énergie sismique. Chaque paramètre est suivi de son écart-type. nobs = nombre d'observations ayant servi à calculer les paramètres.

Paramètres des sources sismiques							
R (m)	$\Delta(R)$	$\Delta\sigma(\text{bar})$	$\Delta(\Delta\sigma)$	$\bar{D}(\text{mm})$	$\Delta(\bar{D})$	E ( $10^{14}\text{erg}$ )	$\Delta(E)$
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
62.7	21.4	7.9	1.8	1.86	.75	.72	.83
74.4	18.5	23.8	5.8	3.93	1.00	8.90	7.96
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
60.9	10.4	33.8	12.0	4.81	2.21	19.00	22.91
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
107.5	4.7	.7	.3	.18	.08	.00	.00
67.7	.0	1.4	.0	.40	.00	.00	.00
67.7	.0	2.2	.0	.65	.00	.01	.00
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
54.9	9.7	9.1	7.9	1.38	1.13	.48	.66
77.0	3.1	5.6	3.5	1.35	.87	.50	.49
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
27.8	4.0	16.9	9.4	4.89	2.45	1.50	1.04
31.4	2.6	8.3	1.7	2.90	.53	.26	.14
56.0	9.9	9.3	3.4	1.16	.37	.18	.13
57.0	6.2	10.6	6.8	1.33	.85	.45	.57
44.0	10.0	9.1	3.0	1.79	.66	.59	.61
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
91.9	16.1	3.2	1.2	.64	.25	.06	.06
68.6	15.9	10.9	8.7	1.43	1.02	.64	.77
67.1	4.6	5.6	1.1	1.15	.30	.15	.11
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
73.5	12.3	29.8	19.3	6.37	3.37	39.00	58.15
42.1	8.3	11.7	11.1	4.80	3.11	2.70	4.34
39.7	1.0	11.3	5.7	1.92	1.00	.42	.40
124.0	42.3	12.5	9.1	3.74	2.16	11.00	11.19
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
28.2	4.0	14.7	10.0	4.30	2.69	1.40	2.00
45.9	7.5	5.1	.7	.70	.01	.02	.00
26.0	3.2	13.0	5.0	3.64	1.07	.44	.27
37.0	6.3	11.9	4.1	1.82	.51	.22	.15
32.2	1.0	9.2	.3	3.35	.00	.37	.01
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
80.6	20.6	12.0	9.8	1.94	1.26	1.80	3.03
67.3	6.1	8.7	2.9	1.31	.39	.28	.23
31.3	.0	5.1	.0	.68	.00	.01	.00
44.4	1.0	2.9	.4	1.43	.23	.04	.02

Paramètres des sources sismiques					
Séisme	date	nobs	Ml	M <sub>0</sub> (10 <sup>18</sup> dyn.cm)	Δ(M <sub>0</sub> )
50	770529	2	1.00	3.80	.72
51	770625	1	1.49	2.47	.00
52	770821	5	2.09	12.68	2.28
53	770829	1	1.79	.61	.00
54	770830	0	3.02	.00	.00
55	770920	3	1.21	4.00	.58
56	771105	0	2.72	.00	.00
57	771126	0	1.50	.00	.00
58	771225	2	1.20	3.46	.31
59	771225	2	3.05	16.26	1.25
60	780105	3	-99.00	10.81	7.56
61	780110	1	1.20	1.82	.00
62	780113	2	2.58	8.15	4.74
63	780115	2	1.20	2.48	.32
64	780117	1	1.20	6.89	.00
65	780126	2	1.00	.75	.54
66	780126	3	1.20	4.92	.60
67	780214	3	3.40	25.48	9.56
68	780216	2	1.40	12.33	1.32
69	780217	4	2.15	9.26	3.29
70	780224	1	1.50	5.45	.00
71	780307	1	1.21	1.27	.00
72	780312	1	1.50	1.34	.00
73	780318	4	1.36	7.20	2.46
74	780326	2	1.50	3.31	1.47
75	780410	5	3.31	49.39	27.76
76	780417	0	3.12	.00	.00
77	780417	0	1.95	.00	.00
78	780507	4	-99.00	14.15	9.27
79	780510	1	1.26	5.99	.00
80	780628	5	1.50	3.67	2.66
81	780628	0	1.00	.00	.00
82	780705	4	1.00	6.81	5.16
83	780705	4	1.70	4.81	2.32
84	780706	2	1.20	1.35	.75
85	780710	0	1.00	.00	.00
86	780723	5	1.60	4.08	2.54
87	780725	4	1.10	10.31	5.11
88	780727	6	1.50	4.18	2.04
89	780727	5	1.00	1.69	1.11
90	780727	7	1.20	4.91	3.85
91	780806	6	2.02	9.68	4.18
92	780815	5	2.80	30.47	8.59
93	780815	5	1.50	5.77	3.21
94	780819	7	4.00	50.79	25.60
95	780819	6	1.50	3.03	1.23
96	780819	7	2.20	19.39	9.13
97	780819	7	1.11	10.11	3.44
98	780819	6	1.40	4.70	1.87
99	780819	7	1.40	5.48	2.58

Paramètres des sources sismiques							
R (m)	Δ(R)	Δσ(bar)	Δ(Δσ)	D(mm)	Δ(D)	E(10 <sup>14</sup> erg)	Δ(E)
74.3	5.7	4.1	.0	.92	.07	.07	.02
101.6	.0	1.1	.0	.47	.00	.01	.00
111.4	36.4	6.5	3.7	2.52	1.06	1.70	1.18
35.6	.0	5.8	.0	2.34	.00	.14	.00
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
71.6	7.4	5.0	1.4	.81	.17	.06	.03
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
42.9	4.5	20.4	5.4	9.64	1.55	12.00	4.34
152.0	65.2	5.8	5.2	2.03	1.53	1.80	1.78
72.7	6.6	15.0	14.2	3.06	2.67	7.80	10.83
45.3	.0	8.4	.0	4.29	.00	1.10	.00
66.6	4.1	13.3	9.3	3.60	2.41	5.60	5.50
53.4	2.6	6.9	.1	1.56	.06	.17	.03
62.0	.0	12.4	.0	2.86	.00	1.30	.00
40.5	4.9	2.9	2.1	1.47	1.04	.35	.00
74.0	6.6	5.3	1.2	1.43	.22	.21	.09
98.5	17.4	17.2	16.0	3.25	2.50	12.00	16.02
79.1	.9	11.1	1.2	2.67	.25	1.70	.45
105.7	24.6	5.0	4.8	1.32	.95	.60	.93
58.1	.0	12.9	.0	3.19	.00	1.50	.00
50.4	.0	4.2	.0	.49	.00	.01	.00
27.7	.0	27.0	.0	8.44	.00	5.10	.00
81.8	7.8	5.2	.6	.99	.19	.14	.08
65.1	2.6	4.9	1.4	1.38	.45	.19	.15
99.8	8.7	20.4	10.2	4.70	2.38	28.00	26.66
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
77.2	9.5	12.2	7.2	2.94	1.84	5.50	7.77
64.0	.0	9.8	.0	1.90	.00	.50	.00
47.0	8.8	18.9	19.5	2.44	2.22	2.80	4.95
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
78.0	9.4	5.2	4.7	1.11	.96	.35	.35
79.2	9.7	12.2	16.1	2.64	3.31	12.00	23.62
66.4	7.9	5.1	6.4	1.20	1.46	1.10	1.54
.0	.0	.0	.0	.00	.00	.00	.00
74.6	18.1	9.2	13.1	1.41	1.61	1.30	2.29
55.4	.0	27.6	.0	3.49	.00	3.60	.00
73.4	11.2	4.9	2.2	.78	.22	.06	.04
74.7	13.9	5.2	7.3	.78	1.07	.51	1.12
74.1	12.2	7.3	6.2	1.13	.84	.41	.54
57.8	9.9	21.4	15.5	3.50	2.07	7.20	6.75
99.7	4.3	13.7	5.3	3.08	1.06	5.80	5.22
71.1	18.2	7.2	7.8	1.05	.96	.58	.75
154.4	76.0	12.5	11.4	4.23	3.38	28.00	35.39
46.8	11.7	16.7	14.9	2.80	2.04	2.40	2.74
82.5	13.1	14.8	4.9	2.71	.59	2.90	2.15
62.7	7.7	20.2	11.5	3.63	1.64	5.00	5.20
75.8	11.1	6.9	6.6	1.04	.79	.31	.49
65.6	15.2	13.5	12.2	2.19	1.41	1.40	1.61



géologique (chaque séisme est localisé dans un niveau, cf. paragraphe I.1). Néanmoins, pour faciliter l'automatisation des calculs, les variations latérales notées sur la figure III.11 ont été supprimées et une valeur moyenne a été adoptée. Cette simplification, qui pourrait s'avérer critiquable au niveau du récif, où les variations atteignent jusqu'à 25% de la valeur maximale, reste fondée puisque cette variation latérale de vitesse est totalement corrélée à la variation latérale de faciès du calcaire aux marnes et ainsi à la variation sismicité-asismicité (cf paragraphe I.1). Donc la partie "lente" de ces niveaux n'est pas concernée par la sismicité. Les vitesses moyennes adoptées figurent en gras sur la figure III.11 et font clairement apparaître la zone à moindre vitesse liée aux marnes de Sainte-Suzanne. De même, on notera la très faible vitesse de la couche superficielle (2,7 km/s), liée au remplissage Tertiaire.

#### \* Les densités

La densité dans chaque niveau a été estimée à l'aide des essais de mécanique des roches (voir Tableau I.1). Reprenant le même raisonnement que pour les vitesses, la valeur moyenne de  $\rho$  a été estimée dans chaque entité géomécanique. Elle est de 2,61 dans le récif, 2,67 dans les marnes et à nouveau 2,67 dans le réservoir. En adoptant la valeur moyenne de 2,65, nous admettons donc une erreur de 1,5% ce qui n'est évidemment pas comparable, comme ordre de grandeur, avec les autres erreurs.

### III.4 Résultats/Incertitudes

Tous les résultats des paramètres de la source et leurs incertitudes sont présentés dans le tableau III.5. Nous allons les commenter dans ce paragraphe qui va être divisé en 2 parties. La première portera sur le calcul des incertitudes et leur signification, la seconde sera un commentaire du tableau III.5 et des valeurs des différents paramètres de la source. Nous en profiterons aussi pour comparer nos incertitudes avec celles de quelques autres études.

#### III.4.a Calcul de l'incertitude

Tout d'abord, il faut bien préciser la différence qui existe entre ce calcul d'incertitude et un calcul d'erreur classique en physique. Il n'est pas ici question de quantifier une erreur absolue sur la mesure mais plutôt un coefficient de confiance vis-à-vis du résultat. Un calcul d'erreur au sens propre du terme n'est d'ailleurs

jamais effectué sur les paramètres de la source. Une raison très simple l'explique: prenons l'exemple du moment sismique. Nous n'avons aucun moyen d'estimer l'erreur sur les paramètres intervenant dans la formule du moment (coefficient de radiation, facteur de qualité, amplification du site, par exemple). Comment alors espérer calculer l'erreur sur le moment ? Le seul moyen d'avoir une idée sur la qualité des données est d'utiliser une approche statistique. Nous avons vu que les paramètres de la source étaient calculés indépendamment à chaque station. Imaginons alors que toutes les corrections soient exactes et effectuées. Dans ce cas, nous obtenons à toutes les stations la même valeur de moment, de rayon, etc ... pour un séisme donné. Hélas, ce n'est pas tout à fait le cas ... Nous allons donc prendre, pour chaque séisme, les valeurs dont nous disposons, en calculer la moyenne arithmétique que nous utiliserons après comme caractéristique du séisme et l'incertitude sur la donnée sera estimée par le calcul de l'écart-type. Il est calculé par:

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2}$$

où:

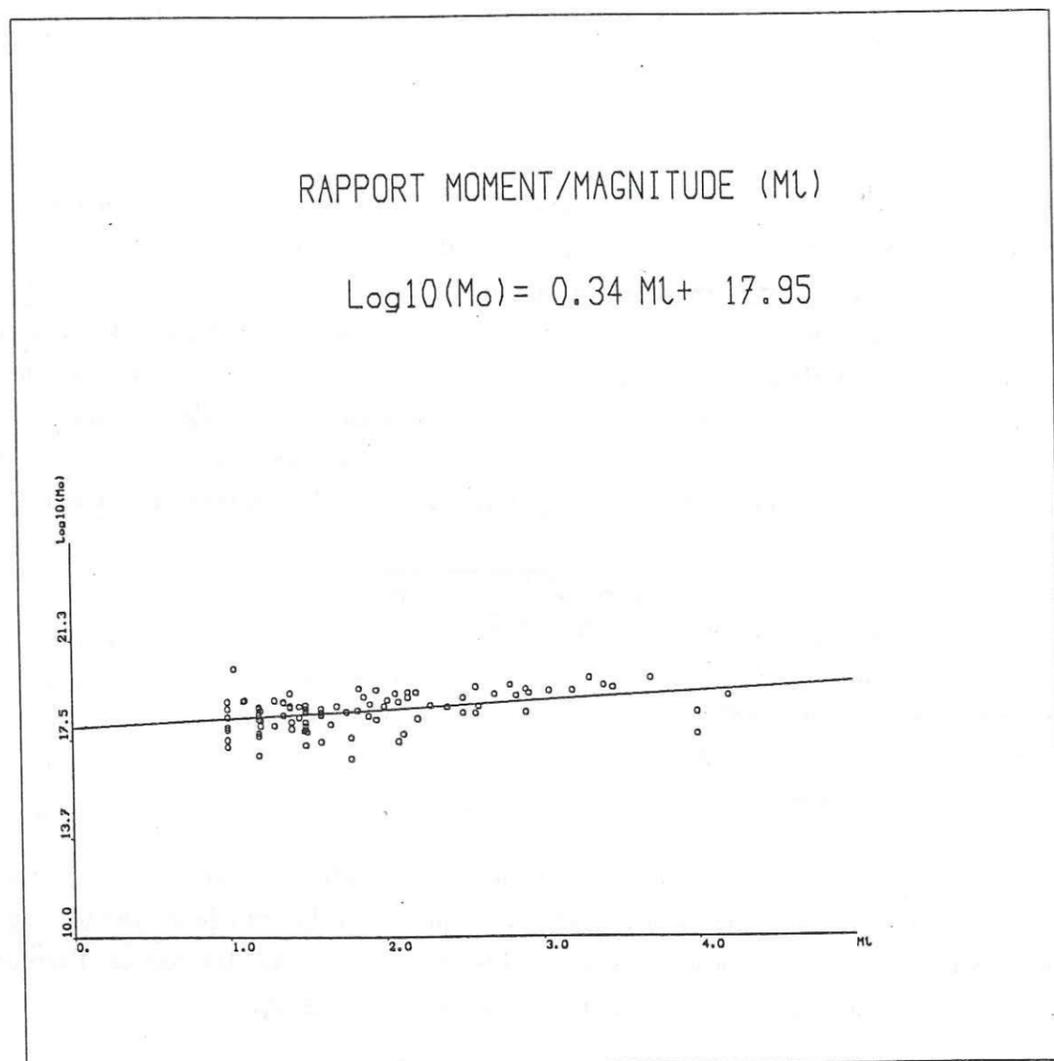
- x = paramètre de la source considéré
- N = nombre de données pour le séisme
- i = indice de la station

L'écart-type renseignant sur "l'étalement" de la série autour de la moyenne, nous disposons en fait d'une information sur la qualité de la donnée moyenne, donc sur la confiance à lui accorder. Dans la suite de cette étude, les barres d'erreur représentées sur les figures correspondront à la valeur de  $x \pm \sigma_x$ .

Dans un deuxième temps, tous les écart-types sont transformés en pourcentage de la valeur moyenne et la moyenne arithmétique de tous ces écart-types est calculée, en supprimant les séismes où une seule donnée existe car leur écart-type est nul et abaisse donc traitreusement la moyenne générale. Elle permet d'avoir une image de la qualité globale des données. Cette valeur permet alors de comparer nos résultats aux très rares, et souvent anciennes, études où cela a également été fait.

#### III.4.b Présentation des résultats

Nous allons présenter dans ce sous-paragraphe les 5 paramètres sismiques qui ont pu être calculés en utilisant le modèle de Madariaga:



**Figure III.12** : Diagramme Moment/Magnitude. Ce diagramme met en évidence le lien étroit existant entre les 2 variables.

- Le moment sismique
- Le rayon de la source
- La chute de contrainte
- La dislocation à la source
- L'énergie sismique

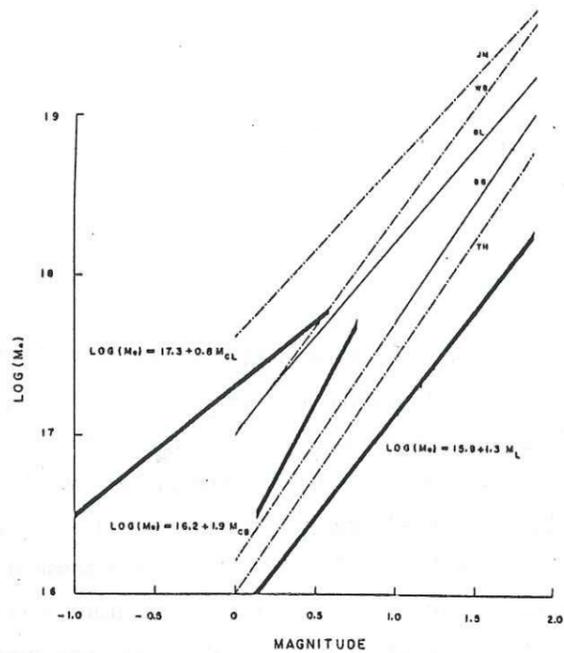
Pour les moments sismiques, nous avons vu au paragraphe précédent (III.3) que seules les corrections d'atténuation anélastique et d'amplification des sites permettent une amélioration des résultats. Les autres corrections ont été faites de façon "standard", à savoir: une expansion géométrique assimilée à celle d'un milieu homogène (loi en  $1/\Delta$ ), facteur de radiation égal à 0,4 pour tous les signaux et réflexion à la surface libre égale à 2. La correction de vitesse a été effectuée selon l'appartenance aux différents niveaux et la masse volumique a été prise égale à  $2,65 \text{ g/cm}^3$  pour l'ensemble des données, mais leur effet n'est pas mesurable. L'ensemble des corrections faites, l'écart-type moyen vaut 37,5% ce qui peut paraître très important, mais en fait ce résultat est conforme avec ceux des autres études: 46% pour Modiano (1980), 50% pour Tucker et Brune (1973), 33% pour Thatcher et Hanks (1973).

Dans cette dispersion sur les valeurs, il faut inclure l'incertitude sur le tracé de l'asymptote basse fréquence, elle est estimée à 20% par Modiano (1980) mais peut être augmentée sur le site de Lacq par le bruit industriel qui est basse fréquence.

Un dernier calcul sur les moments a été effectué pour estimer le moment en fonction de la magnitude locale (définie par l'IPGS, Wittlinger (1980)). On obtient la relation:

$$\log_{10}(M_0) = 0,34 Ml + 17,95 \text{ avec } r = 0,72 \text{ (figure III.12)}$$

Cette relation met en évidence la dépendance entre  $Ml$  et  $M_0$ , dépendance qui fut démontrée de manière théorique par Randall (1973) et qui est couramment reprise depuis. La figure III.13 montre quelques exemples de lois  $M_0/Ml$ . Nous constatons un certain écart entre nos résultats et ces lois, le coefficient  $a$  étant beaucoup moins important pour les séismes de Lacq. Il faut noter que les autres lois sont issues de séismes naturels, et sont parfois des extrapolations de séismes plus importants. Cette relation va d'autre part nous servir pour les séismes dont nous n'avons pas pu déterminer le moment à cause, par exemple, d'un code horaire defectueux. Dans ce cas, la grande dépendance du moment en fonction de la magnitude va nous permettre de l'approximer sans avoir à passer par l'étude spectrale.



Moment/magnitude relations for Geysers microearthquakes (heavy lines), using the three different magnitudes, compared with other such relations (JM, Johnson and McEvilly, 1974; WB, Wyss and Brune, 1968; BL, Bakun and Lindh, 1977; TH, Thatcher and Hanks, 1973; BB, Bakun and Bufe, 1975). Dashed line implies extrapolation from range of original data.

- \* Bakun and Bufe (1975), San Andreas  
 $\log(M_0) = 16.2 + 1.52 M \quad (1 < M < 3.5)$
- \* Bakun and Lindh (1977), Oroville, Californie  
 $\log(M_0) = 17.02 + 1.21 M \quad (17 < \log(M_0) < 21)$
- \* Johnson and Mc Evilly (1974), San Andreas  
 $\log(M_0) = 17.6 + 1.16 M \quad (M > 2)$
- \* Thatcher and Hanks (1973), Californie du Sud  
 $\log(M_0) = 16.0 + 1.5 M \quad (M > 3)$
- \* Wyss and Brune (1968), Parkfield, Californie  
 $\log(M_0) = 17.0 + 1.4 M \quad (M > 3)$

Figure III.13 : Diagrammes et relations Moment/Magnitude de quelques autres études sur des séismes tectoniques.

d'après Majer et Mc Evilly (1979).

Passons maintenant aux rayons, la valeur de l'écart-type moyen est faible: 15%, qui est à rapprocher des 34 % de Modiano (1980), 50% de Tucker et Brune (1973) et des 20% de Thatcher et Hanks (1973). Nous avons donc globalement une bonne idée des tailles des sources sismiques. De plus, la seule correction intervenant sur les rayons est la vitesse de propagation, qui est identique à toutes les stations pour un même séisme. La totalité de l'incertitude peut donc être imputée à l'erreur de lecture sur les fréquence de coupure.

Nous avons vu que la formule des chutes de contraintes est:

$$\Delta\sigma = \frac{7 M_0}{16 a^3}$$

Ce calcul prend donc en compte le moment sismique et la taille de la source; ce fait explique que l'écart-type moyen sur les chutes de contraintes "cumule" les 2 écart-types, sa valeur est de 57%.

La dislocation moyenne sur une faille peut être estimée par:  $\bar{D} = \frac{M_0}{\mu S}$ ; la rigidité a été obtenue à partir de la vitesse des ondes S, sachant que:

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

avec:  $\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{3}$  et  $\rho = 2,65 \text{ g/cm}^3$

Ce calcul donne quelques résultats surprenants. On s'aperçoit en effet que les plus grosses dislocations correspondent systématiquement à des séismes localisés dans le Tertiaire, dont les magnitudes de durée ne sont pas particulièrement importantes. Pour le séisme 94, il est certain qu'il s'agit d'une erreur de localisation, son incertitude en Z étant de 839 m pour une profondeur calculée de 347 m ! Pour les autres séismes (58, 61, 65, 122), il n'y a pas d'évidence et on peut penser que ces résultats sont liés à la mauvaise estimation d'un des paramètres du milieu: vitesse de propagation, rigidité ou densité. Quoi qu'il en soit, nous avons supprimé les valeurs de dislocations de ces séismes pour le chapitre suivant. Pour les dislocations, l'écart-type moyen sur les données est de 33%.

Enfin, nous arrivons aux énergies sismiques. Nous avons vu que leur calcul nécessitait de nombreuses approximations et ce fait se ressent dans l'expression des écart-types puisque leur valeur moyenne est de 97% ! C'est-à-dire que, en moyenne, pour chaque valeur, l'écart-type est aussi grand que la valeur moyenne calculée. Il est évident que ce résultat ne peut nous satisfaire, nous devons donc le vérifier.

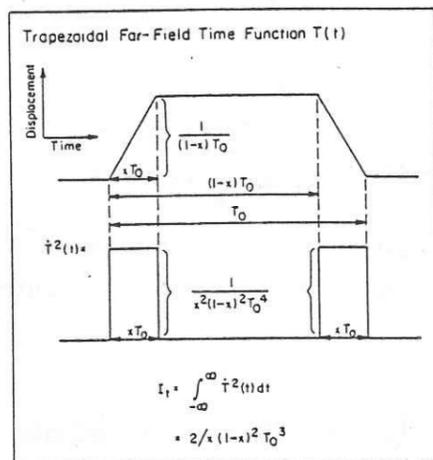


Figure III.14 : Caractéristiques de la source utilisée par Vassiliou et Kanamori (1982) pour définir une relation entre paramètres de source et énergie sismique libérée.

Pour ce faire, nous devons trouver une autre méthode de calcul. La méthode la plus classique pour le calcul de l'énergie est de loin celle de Gutenberg-Richter (1956). En fait, on ne peut pas parler à son égard de méthode de calcul mais plutôt de loi empirique car il s'agit d'une estimation de l'énergie libérée à partir de la magnitude du séisme. La formule définie par Gutenberg et Richter est:  $\log(E) = 1,5 M_S + 11,8$ . Cette loi utilise la magnitude  $M_S$ , calculée sur une période des ondes de surface, et dont on sait qu'elle est inutilisable pour des séismes de magnitude inférieure à 5 ou 6. Ne pouvant, par conséquent, appliquer cette loi aux données de Lacq, il a fallu trouver un autre type de modèle. C'est pourquoi nous avons utilisé un modèle proposé par Vassiliou et Kanamori (1982). Ce modèle prend comme base le modèle de source défini par Haskell (1964), qui est un modèle cinématique. Leur développement analytique aboutit à:

$$E = K M_0^2 I_t$$

où:

$E$  = Energie sismique libérée

$$K = \left[ \frac{1}{15\pi\rho\alpha^5} + \frac{1}{10\pi\rho\beta^5} \right]$$

avec  $\alpha$  et  $\beta$  respectivement vitesses des ondes P et S.

$$I_t = \frac{2}{[x(1-x)^2 T_0^3]}$$

avec  $x$  = rapport temps de montée (*rise-time*) / durée totale (Figure III.14)

$T_0$  = durée totale de la rupture

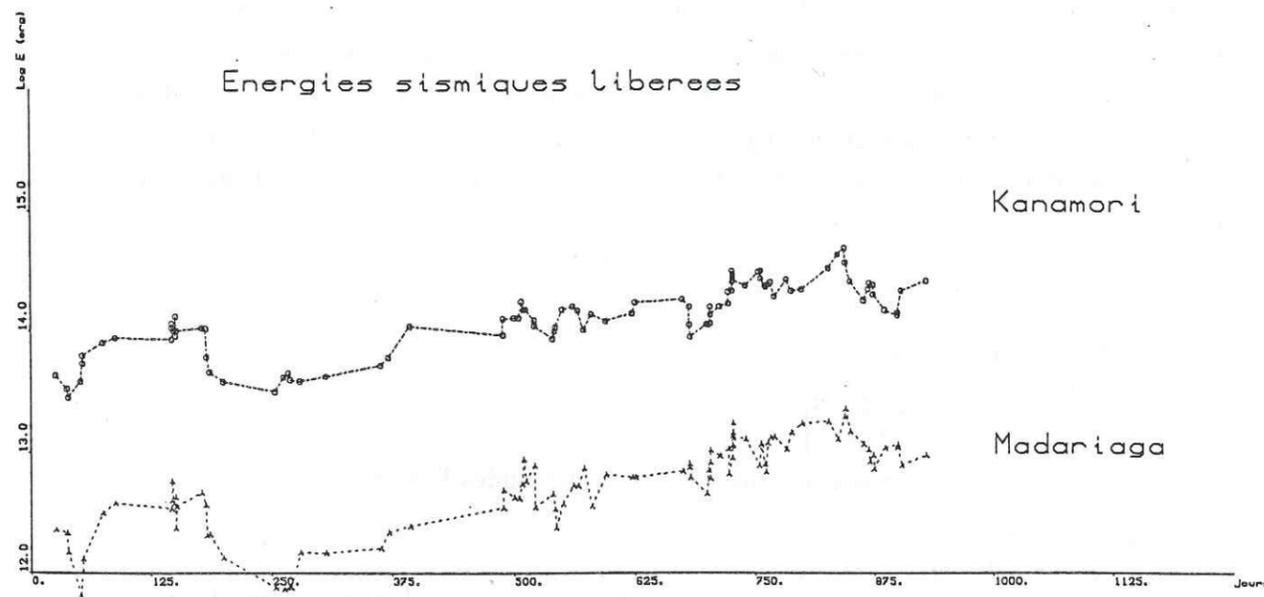
Par approximation, ils obtiennent:

$$E \approx \left[ \frac{2K}{x(1-x)^2} \right] \Delta\sigma \beta^3 M_0$$

suivant Vassiliou et Kanamori (1982), on pose:

$$x = 0,2$$

on peut ainsi calculer une valeur approximative de l'énergie à partir d'un modèle cinématique. Les résultats sont présentés figure III.15. Les énergies sont représentées par leur logarithme décimal pour éviter une trop grande dilatation de l'échelle verticale. D'autre part, nous avons lissé le résultat en utilisant une moyenne glissante sur 11 points. Cette figure nous montre que si la valeur absolue de l'énergie sismique libérée est complètement dépendante du modèle choisi (ce qui est loin d'être une découverte), par contre, la tendance c'est-à-dire le comportement relatif des 2 modèles montre une bonne cohérence. Cette conclusion nous permet d'avoir une certaine confiance dans le résultat obtenu par le modèle de Madariaga,



**Figure III.15** : Comparaison des résultats obtenus par les 2 modèles. On utilise une moyenne glissante sur 11 points pour privilégier les tendances. Les 2 courbes présentent une grande similitude de forme, l'écart entre celles-ci peut s'expliquer par l'emploi d'une faille rectangulaire (type Haskell) dans la méthode de Vassiliou-Kanamori qui a tendance à surestimer l'énergie par rapport à une faille circulaire (type Madariaga).

malgré la très forte valeur de l'écart-type.

### III.5 Discussion sur les lois d'échelle

Arrivés à ce stade de l'étude, nous allons aborder l'interprétation des résultats. L'aspect modélisation va disparaître pour intégrer ces données dans un schéma cohérent de mécanique de la rupture en fonction de l'appartenance géologique.

Avant d'aller plus loin, nous nous devons d'aborder un débat qui fait rage actuellement dans le monde de la géophysique. Il porte sur la validité des modèles de source pour les microséismes (en général  $M_l < 3$ ). Ce point est complètement fondamental pour notre étude puisque notre gamme de magnitudes s'étage entre 1 et 4,2.

Voyons un peu de quoi il s'agit ...

Pour pouvoir étudier le lien qui existe entre magnitude et densité spectrale d'amplitude, Aki (1967) dut émettre une hypothèse. Cette hypothèse était que petits et gros séismes répondent aux mêmes lois et sont issus d'un phénomène similaire (*self-similarity*); on peut ainsi parler de lois d'échelle entre les séismes (*scaling laws*). Cela implique une relation entre la longueur de la faille et la densité spectrale. Par conséquent, la chute de contraintes devient constante quelle que soit l'importance du séisme. Il vérifiait cette hypothèse en utilisant un modèle de source, dont la décroissance haute fréquence est en  $\omega^{-2}$  et en travaillant sur les ondes  $M_S$ . Aki (1967) montrait d'autre part que des séismes de tailles différentes, issus d'une même région avec les mêmes parcours de rais, satisfaisaient cette condition de similarité. C'est-à-dire que la rupture est contrôlée par la longueur de la faille. Depuis, les modèles se sont affinés, la notion de moment sismique est apparue plus fiable que la magnitude, permettant notamment de comparer des séismes d'importance très différentes avec un même paramètre. De plus, la taille de la source a pu être reliée à la fréquence de coupure des spectres. Cette sophistication des modèles n'a fait que conforter d'une part la réalité du modèle en  $\omega^{-2}$  d'Aki, et d'autre part vérifier l'hypothèse de similarité.

Cependant, certaines brèches sont apparues dans cette relation de similarité. Ainsi, Brune et al. (1986) ont montré que la chute de contraintes pouvait être une caractéristique de certains types de séismes. Les auteurs distinguent 3 classes de

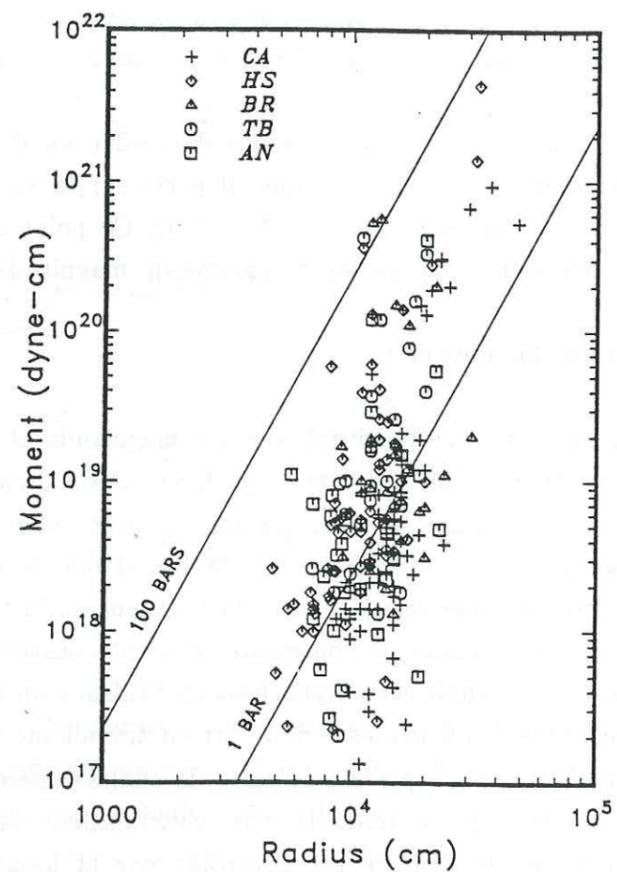


Figure III.16 : Diagramme moment sismique / rayon montrant un écart à la similarité. La chute de contrainte est constante pour les événements dont le moment est supérieur à  $10^{20}$  dyn.cm. En-dessous de cette valeur critique, les rayons deviennent constants ( $R = 10^4$  cm) et ce sont les chutes de contrainte qui décroissent (d'après Fletcher et al., 1986).

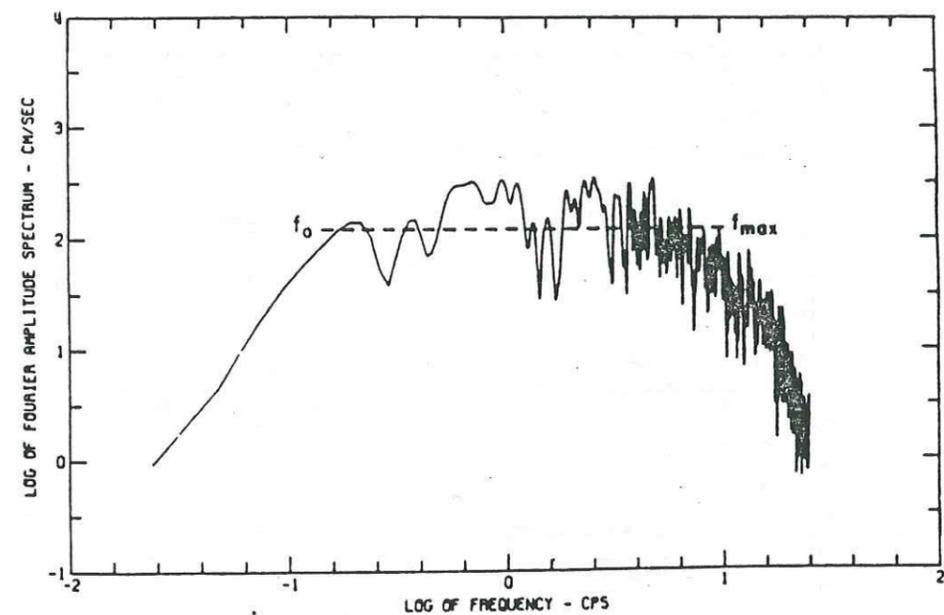
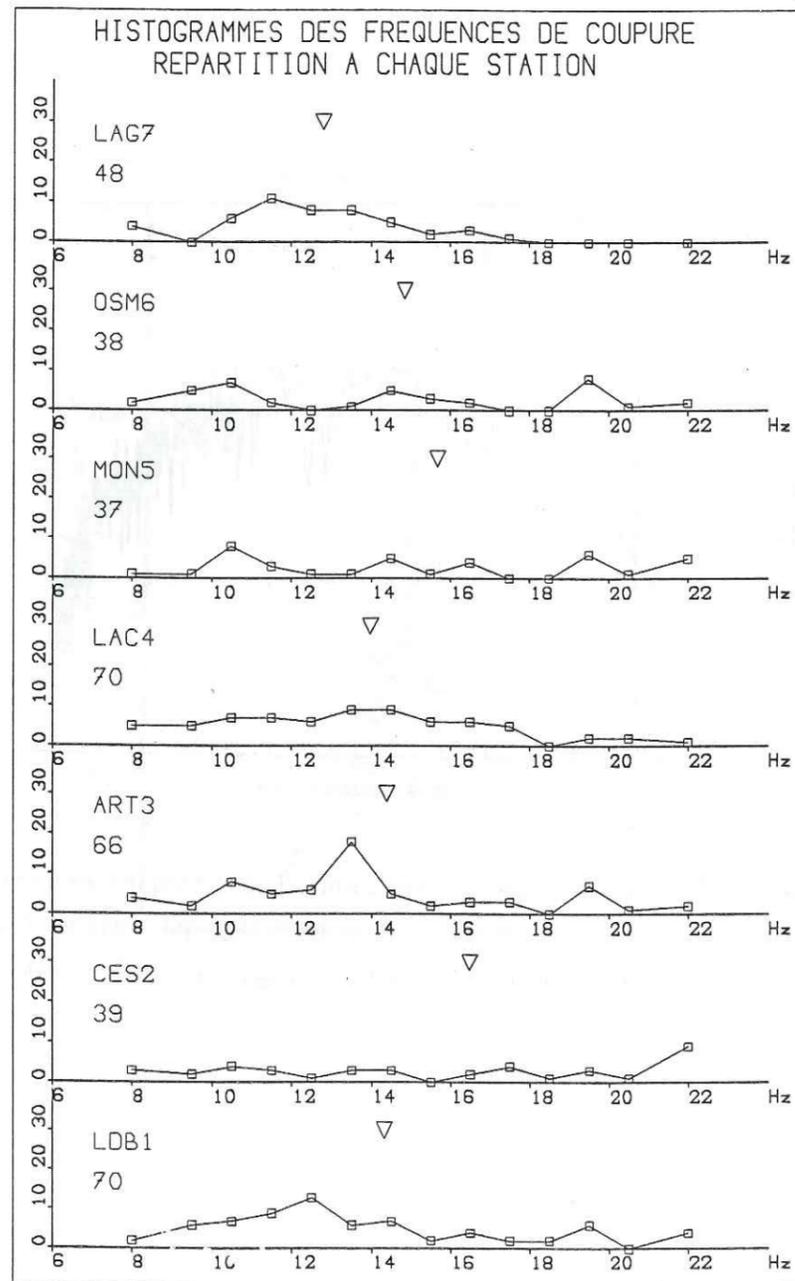


Figure III.17 : Exemple d'accélérogramme. Les 2 fréquences caractéristiques qui apparaissent sont: la fréquence de coupure ( $f_0$ ), qui varie en fonction de la taille de la source, et la fréquence maximale ( $f_{max}$ ), qui reste constante (d'après Hanks, 1982).



**Figure III.18 :** Histogrammes des fréquences de coupure à chaque station. Le nombre de valeurs utilisé pour le tracé des histogrammes est indiqué sous le nom de chaque station. Les triangles symbolisent les valeurs moyennes aux stations.

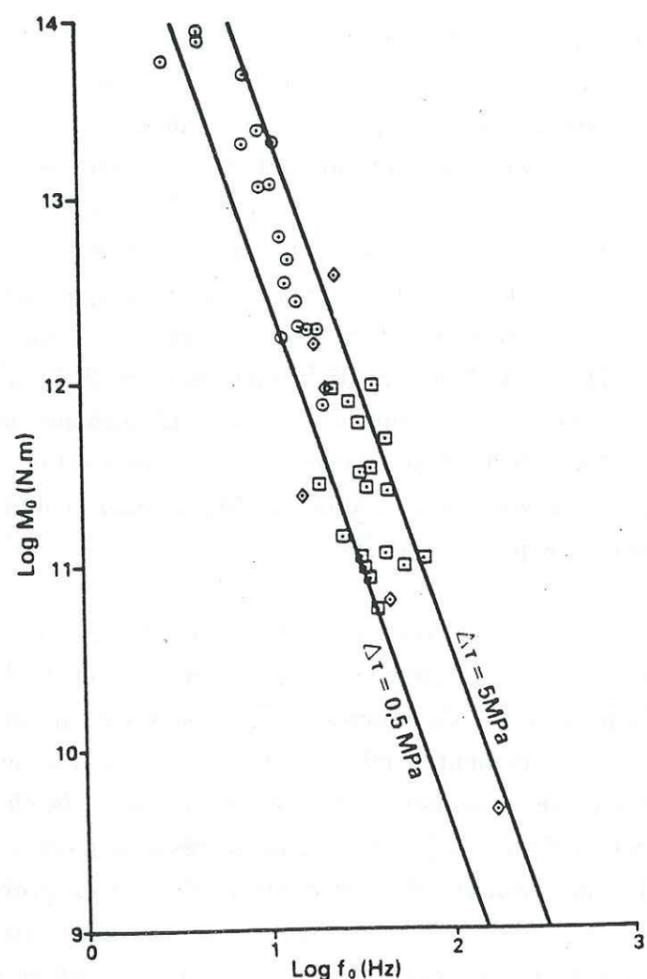
séismes: ceux à chute de contrainte partielle ( $\Delta\sigma < 100$  bars), ceux à chute de contrainte totale ( $\Delta\sigma \approx 100$  bars) et ceux à "super" chute de contrainte (*overstress events*,  $\Delta\sigma > 300$  bars). On ne peut donc pas comparer des séismes de ces différents types. Suivant un autre cheminement, Kanamori et Allen (1986) ont trouvé une dépendance de la chute de contraintes avec le temps. Leurs résultats démontrent que plus le temps de latence est grand entre 2 séismes, plus la chute de contrainte sera élevée; c'est donc le temps de répétition qui peut servir de loi d'échelle aux spectres. Enfin, refusant aussi le principe de similarité, Bakun et al. (1980) proposaient des vitesses de propagation différentes entre petits et gros séismes.

Ces études mettent donc en doute la principe même de la similarité dans certains contextes très particuliers (très gros séismes intraplaques), mais la grande majorité des études montre un bon accord avec l'hypothèse d'Aki (1967). Néanmoins, Gusev (1983) a démontré théoriquement les limites de cette relation pour les très gros séismes et ses résultats ont été confirmés sur des données réelles par Hartzell et Heaton (1988). Leur étude met en évidence l'invalidité du modèle similaire en  $\omega^{-2}$  pour les séismes de magnitude  $M_w > 8,25$ . Toutefois, ces résultats sont assez éloignés de nos préoccupations.

Par contre, les cas où ce modèle de source a été remis en question pour les microséismes ( $M_l < 3$ ) nous intéressent de plus près. En effet, dans de nombreux cas, les études de paramètres de sources de microséismes ont montré qu'à partir d'une certaine valeur du moment sismique la taille de la source devenait constante. Ceci implique que lorsque le moment sismique décroît, c'est la chute de contrainte qui va décroître corrélativement (figure III.16). Ce résultat n'est donc pas en accord avec le principe de similarité. De plus, ce phénomène pose un problème évident sur l'interprétation de la fréquence de coupure pour les microséismes, d'où l'idée généralement admise à l'heure actuelle de ne pouvoir interpréter les fréquences de microséismes en terme de taille de source.

Pour expliquer cette constance des fréquences de coupure, 3 possibilités ont été avancées:

\* La première est celle d'un phénomène de source. C'est l'hypothèse soutenue par Papageorgiou et Aki (1983) et développée par Aki (1987). Ils interprètent la constance du rayon (environ à partir de  $M_l = 3$ ) comme étant due au fait qu'à haute fréquence, on ne voit plus la fréquence de coupure mais une autre fréquence caractéristique, la fréquence maximum (notée  $f_{max}$ ). Cette fréquence  $f_{max}$  est couramment observée sur les accélérogrammes (figure III.17) et est constante quelle



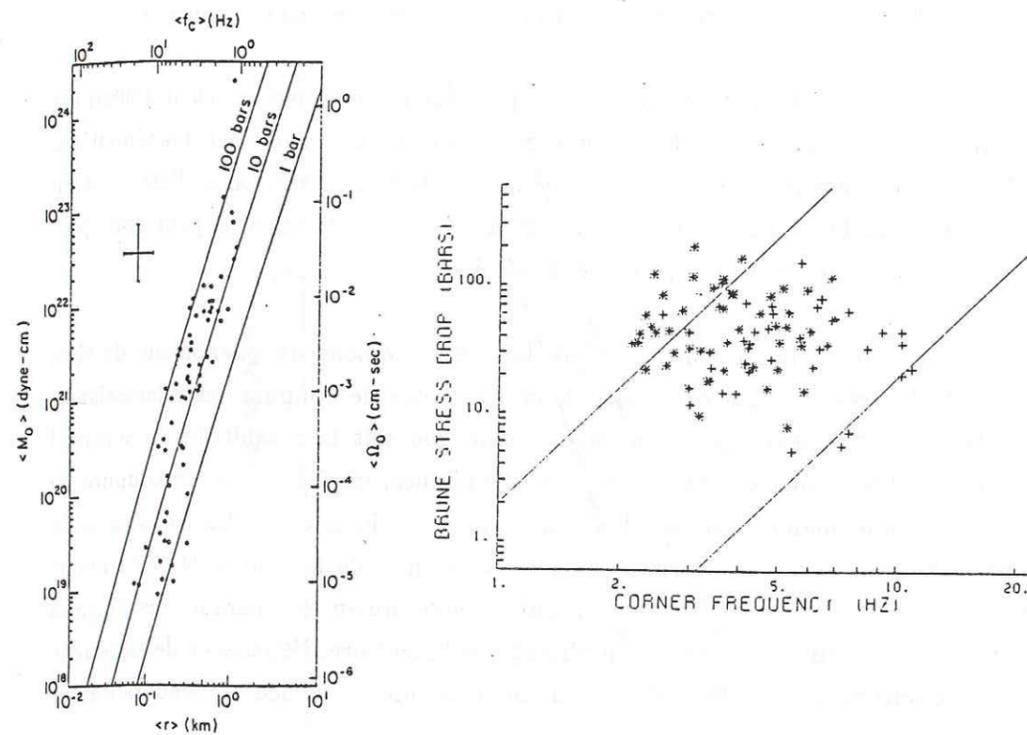
**Figure III.19** : Diagramme où la similarité est respectée, les chutes de contrainte restant constantes quelle que soit la valeur du moment. Cette figure compile les résultats de 3 études (Spottiswoode and McGarr, 1975, McGarr et al., 1981, Spottiswoode, 1984), mais toutes 3 utilisent des séismes enregistrés dans la même mine d'or d'Afrique du Sud (d'après Spottiswoode, 1984).

que soit l'importance du séisme. D'après Aki (1987), elle est caractéristique de la "largeur" de la zone affectée par la faille et n'est donc dépendante que du contexte tectonique. On ne pourra donc interpréter la fréquence-coin en terme de source que lorsque  $f_c < f_{max}$ , le point critique  $f_c = f_{max}$  intervenant environ pour  $Ml = 3$ . Si un certain nombre d'auteurs a été convaincu (Madariaga, 1987, par exemple), par contre l'interprétation physique de  $f_{max}$  est encore largement discutée. Certains y voient l'effet de l'atténuation (Anderson et Hough, 1984), d'autres l'effet du site (Hanks, 1982). Mais c'est un problème qui ne nous concerne pas directement.

\* La deuxième explication, proposée notamment par Fletcher et al. (1986) est celle d'une coupure artificielle de la fréquence-coin par un effet local d'atténuation. Toutefois, les auteurs reconnaissent que même une bonne correction de l'atténuation ne change pas fondamentalement leurs résultats. Cette explication ne peut donc pas, à elle seule, expliquer l'écart au principe de similarité.

\* La troisième possibilité est alors bien évidemment un phénomène de site. Frankel (1982) présente des résultats où la fréquence de coupure des microséismes est fonction de la station qui enregistre, quelle que soit la magnitude du séisme ! Ainsi, sur un choc principal ( $M = 4,8$ ) et ses répliques, les fréquences de coupure ne varient pas à une même station. Il a donc mis en évidence que les fréquences de coupure pouvaient être caractéristiques du site et non de la source. Dans le même ordre d'idée, Cranswick et al. (1985) ont trouvé qu'en comparant des séismes enregistrés sur le bed-rock ou sur remplissage sédimentaire, l'épaisseur de la couche située immédiatement sous la station pouvait avoir une influence prépondérante sur la fréquence de coupure.

Il est très facile de vérifier, pour nos données, les remarques de Frankel (1982). Nous avons dressé des histogrammes des fréquences de coupure à chaque station (figure III.18). Le pas d'échantillonnage est de 1 Hz entre 9 et 22 Hz, toutes les valeurs extérieures à ces bornes étant automatiquement attribuées à 8 et 23 Hz. Cette représentation doit mettre en évidence d'éventuelles fréquences caractéristiques, différentes à chaque site. Or, il n'en est rien, on remarque que les histogrammes présentent une plage assez large de valeurs, hormis la station d'Arthez (ART3) qui possède un pic à 14 Hz. Les valeurs moyennes à chaque station (représentées par les triangles sur la figure III.18) s'étagent de 13 à 16,2 Hz. La dispersion sur les histogrammes peut être rapprochée de la variété des magnitudes étudiées (de 1,0 à 4,2), donc de la taille des sources sismiques utilisées. On peut donc affirmer que dans le cas de Lacq, les valeurs de fréquence coin ne sont pas affectées de façon sensible par des perturbations liées au site.



**Figure III.20 :** a) Séismes de la séquence de Mammoth Lakes. Un écart à la similarité est notable à partir de  $M_0 = 10^{21}$  dyn.cm (d'après Archuleta et al., 1982).

b) Même séquence que a) avec des critères de sélection différents. Les lignes continues représentent les isovaleurs de moment sismique. Les chutes de contrainte ne montrent aucun comportement particulier, même pour les valeurs les plus faibles (d'après Andrews, 1986).

Après ce passage en revue des différentes causes possibles de "non-similarité", on pourrait donc craindre de ne pas pouvoir remonter à la taille de la source à partir des fréquences de coupure, tout au moins pour les petits séismes. Cet avis ne fait cependant pas l'unanimité.

Ainsi, il existe aussi des études de microsismicité où la loi d'échelle semble parfaitement respectée (Spottiswoode et McGarr, 1975, Gibowicz, 1977, Spottiswoode, 1984, McGarr, 1984), et dont un exemple est présenté figure III.19. Il est curieux de remarquer que ces 4 publications font référence à des cas de sismicité induite ! En fait, cela peut s'expliquer de manière assez simple, McGarr (1984) ayant indiscutablement démontré qu'il existait une dépendance de la chute de contrainte en fonction de la profondeur et du contexte géologique. Ces résultats impliquent que les lois d'échelle ne peuvent être valables que pour des séismes issus d'une même région tectonique, ce qui avait déjà été supposé par Aki (1967); et, encore plus contraignant, que seuls des séismes ayant des profondeurs assez proches peuvent être comparés. Ces conditions sont très souvent respectées en sismicité induite (moteur sismique de petite échelle, activité sismique en essaim), et plus rarement en sismicité tectonique. C'est pourquoi il est plus fréquent d'observer une similarité en étudiant des séismes induits que des séismes tectoniques.

Dans le même ordre d'idée, Andrews (1986) reprenant les données d'Archuleta et al. (1982) a montré qu'une sélection fine des données en fonction de la qualité des localisations et du nombre d'enregistrements, c'est-à-dire en attribuant le même critère de sélection à tous les événements, se traduisait par une totale indépendance des chutes de contraintes par rapport au moment sismique et au rayon de la faille, résultat contraire à celui obtenu par Archuleta et al. (1982) (figure III.20). Très récemment, Chael et Kromer (1988), en utilisant les rapports spectraux pour s'affranchir des effets de sites, ont obtenu des résultats où la chute de contrainte de microséismes ( $1,6 < M_l < 4,7$ ) est totalement indépendante du moment et du rayon de source.

Sans pour autant conclure à l'infaillibilité du modèle en  $\omega^{-2}$ , on peut donc estimer qu'un réseau bien adapté au moteur de la sismicité (ce qui est le cas en sismicité induite) et un certain nombre de précautions dans la sélection des données évitent de créer artificiellement des écarts à la similarité.

Venons en maintenant à l'étude de la validité de la similarité dans le cas de Lacq:

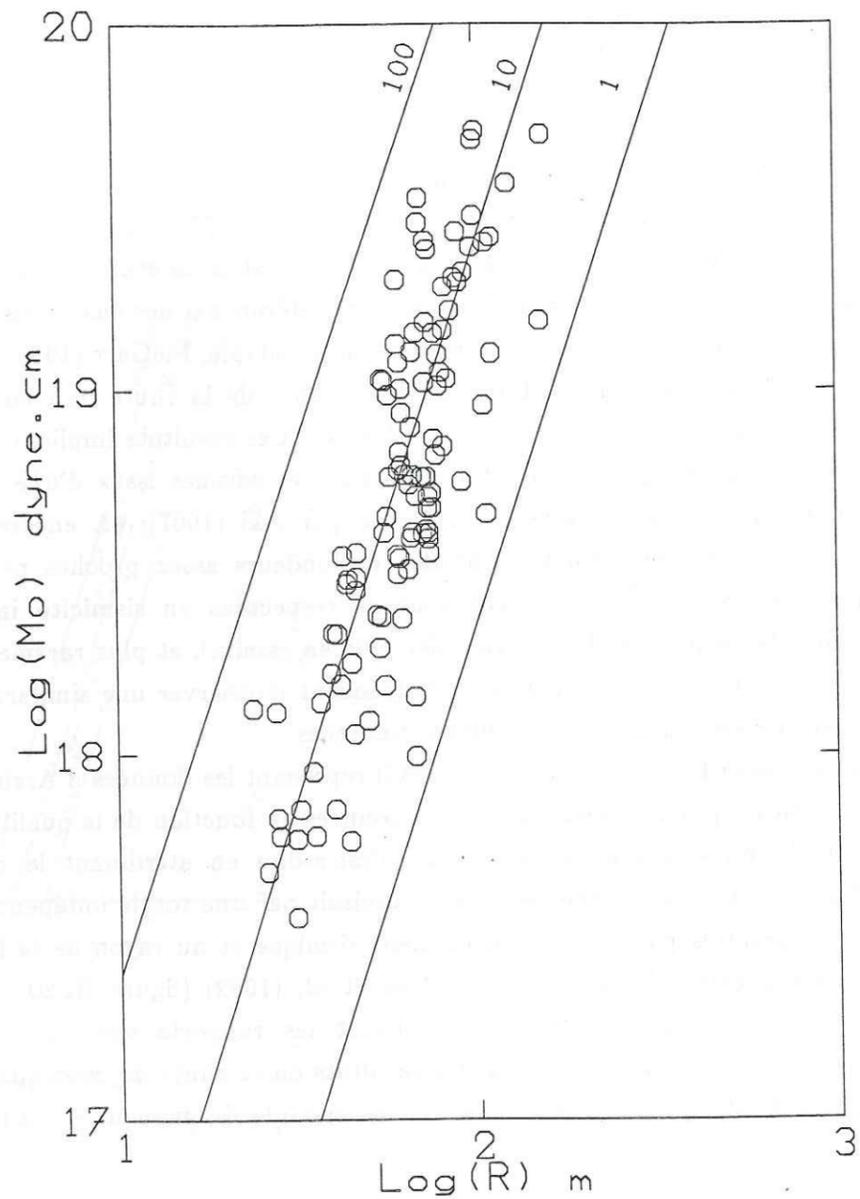


Figure III.21 : Diagramme moment sismique / rayon avec les données de Lacq. La similarité est respectée, les chutes de contrainte étant indépendantes du moment et centrées sur 10 bars.

La représentation "classique" du logarithme des rayons en fonction du logarithme des moments permet de mettre en évidence l'indépendance ou non de la chute de contrainte; elle est présentée figure III.21. Cette figure, comparée à toutes celles des études précédemment citées, va nettement dans le sens de fréquences de coupure représentatives des rayons, quelle que soit la valeur du moment sismique. La valeur moyenne des chutes de contraintes peut être estimée à 10 bars et les écarts à cette valeur peuvent être interprétés, nous le verrons plus loin. Le seul écart notable à la similarité semble être un saut pour  $\log(M_0) \approx 19$ , comme si l'on se situait à l'intersection de 2 échelons, chacun répondant à une loi d'échelle différente. Ce détail de 2<sup>nd</sup> ordre sera analysé plus loin. Pour l'instant, nous voulions seulement vérifier qu'il n'existait pas de constance de la fréquence de coupure pour les petits événements. Ce fait est acquis, nous pouvons donc passer à l'interprétation l'âme sereine ...

CHAPITRE IV

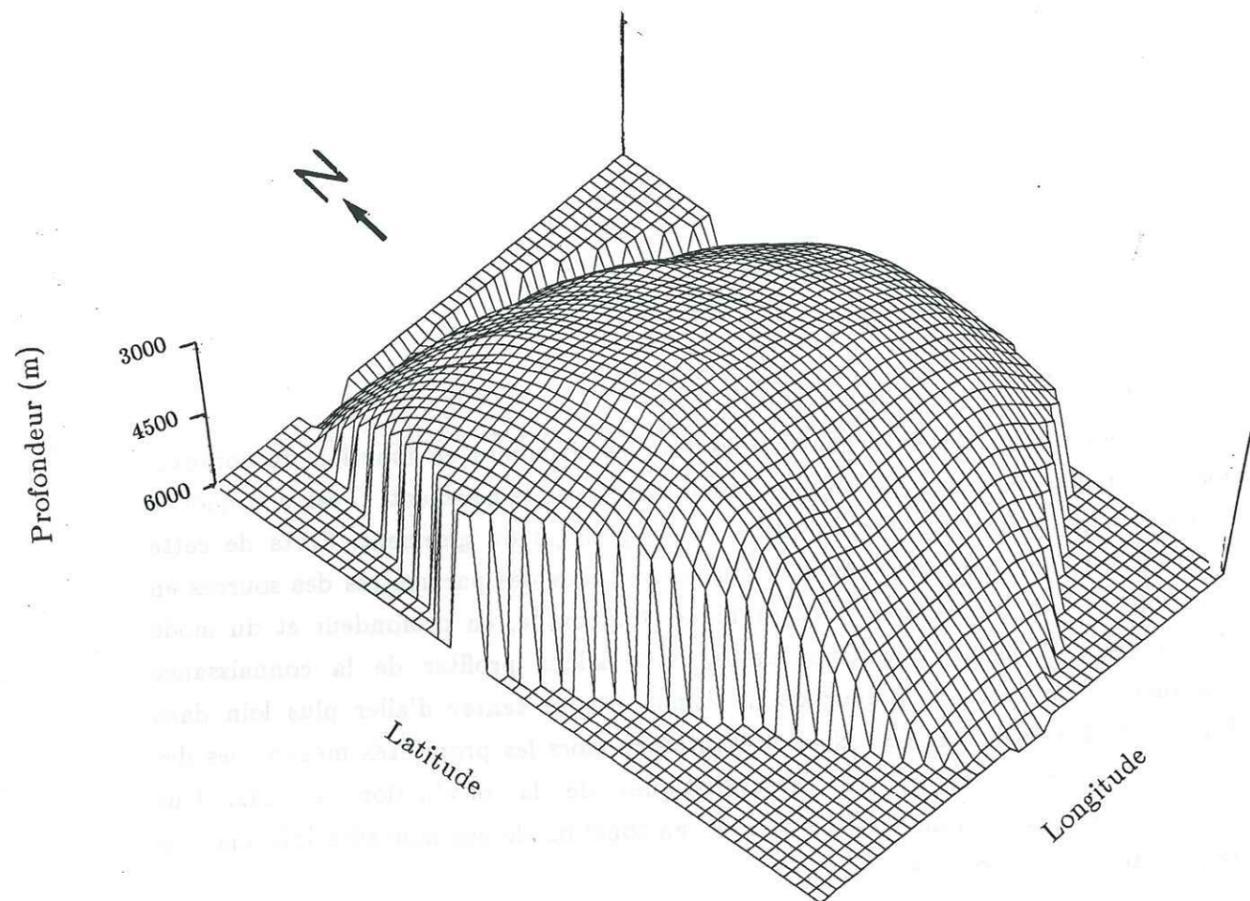
ANALYSES DES PARAMETRES DES SOURCES SISMIQUES

Pour analyser les paramètres des sources sismiques en fonction du contexte local, nous devons faire plus ample connaissance avec le gisement. C'est pourquoi ce chapitre débute par une présentation de la géologie du gisement. Forts de cette information, nous pourrons passer à plusieurs études des paramètres des sources en fonction de leur répartition cartographique, temporelle, en profondeur et du mode de rupture. Dans un deuxième temps, nous allons profiter de la connaissance détaillée du site et du moteur de la sismicité pour tenter d'aller plus loin dans l'interprétation des données. Nous présenterons alors les propriétés mécaniques des niveaux du gisement et les caractéristiques de la production de gaz. Une interprétation des paramètres des sources en fonction de ces nouvelles informations pourra alors être proposée.

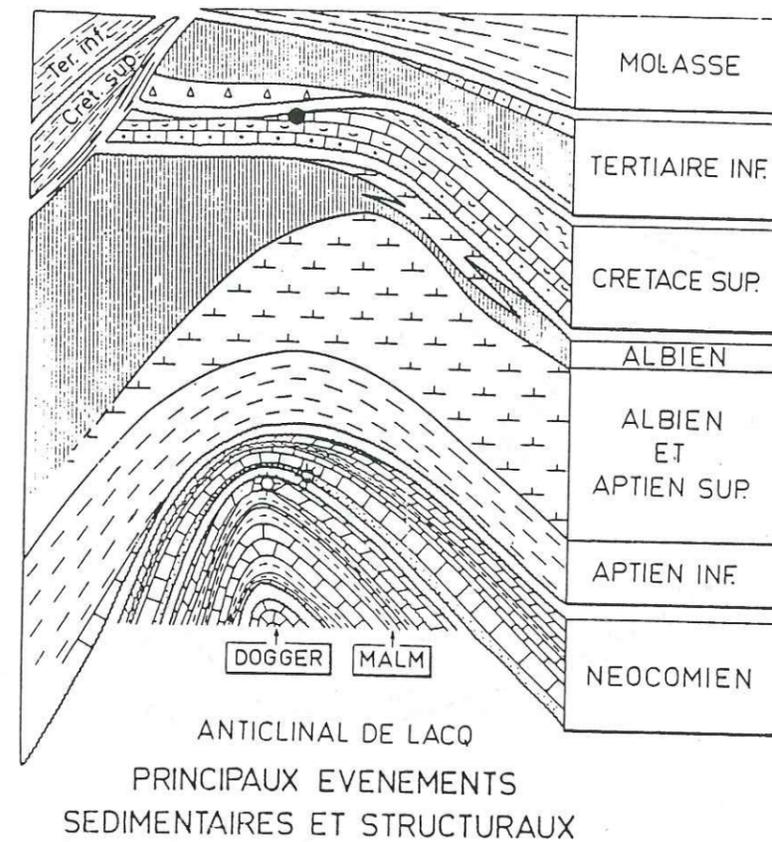
#### IV.1 Présentation du gisement

Le gisement d'hydrocarbures de Lacq se situe dans l'avant-pays pyrénéen. Il est bordé sur son flanc SW par le chevauchement frontal nord-pyrénéen. La poussée liée à ce chevauchement a généré de nombreux plissements, d'échelle plurikilométrique, de la couverture sédimentaire. C'est dans le cœur de ces anticlinaux que sont piégés les différents gisements d'Aquitaine (Lacq, Audignon, Meillon...).

L'anticlinal de Lacq présente la particularité d'avoir la forme d'un dôme, ou plus exactement, d'un demi-ellipsoïde avec un grand axe orienté N110 (Figure IV.1), sa superficie est de l'ordre de 100 km<sup>2</sup>. Le flanc Sud du gisement, qui est le plus raide, présente un pendage de près de 40°. Le flanc Nord, lui, est penté à 25-30° (Blanché, 1980, Kothe, 1981). La figure IV.2 présente une coupe du gisement, perpendiculaire à sa direction d'allongement.

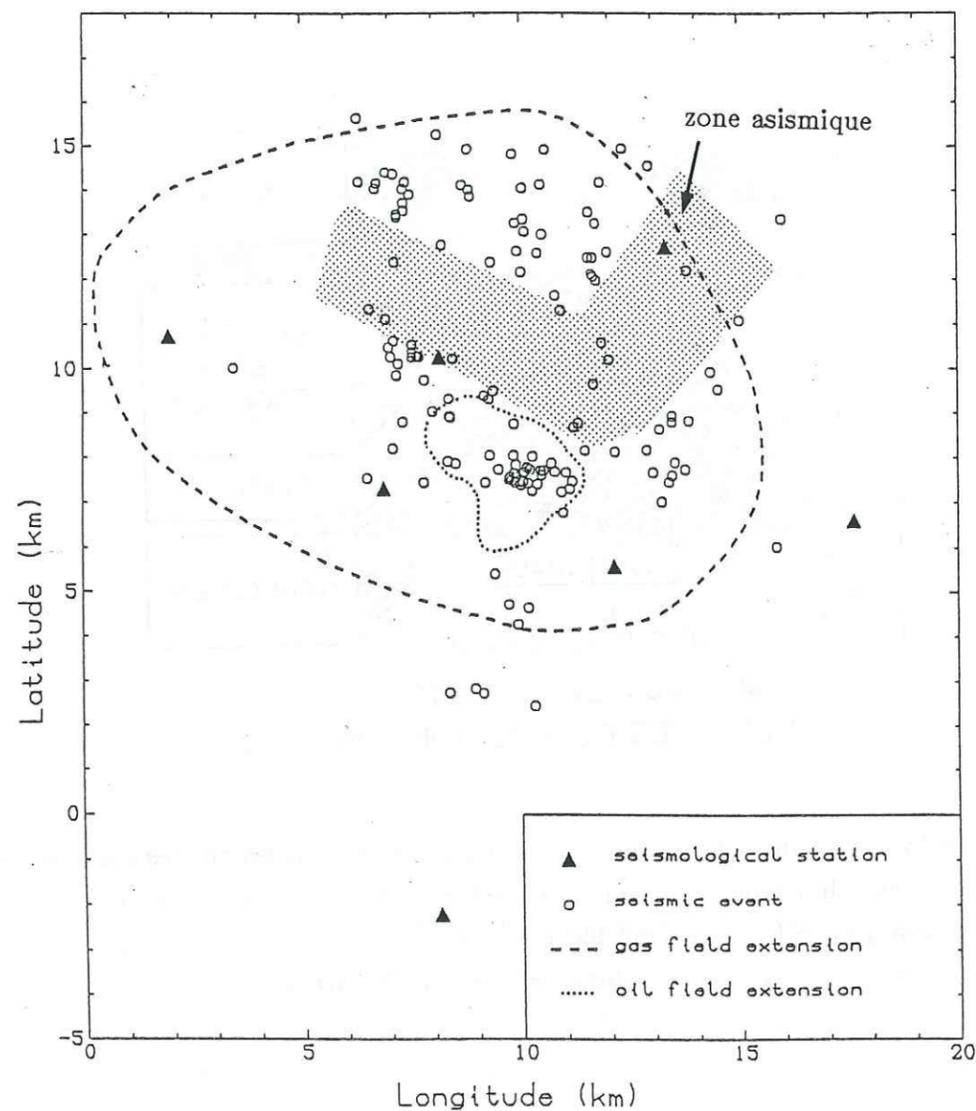


**Figure IV.1** : Représentation tridimensionnelle du dôme de Lacq. L'interpolation utilise les côtes mesurées dans les puits lors des forages. Seule la partie sismique du gisement (cf figure IV.3) est représentée. Il s'agit du toit du réservoir de gaz.



**Figure IV.2** : Coupe schématique du gisement présentant les entités majeures. Le gisement d'huile de Lacq supérieur est symbolisé par le point noir et le gisement de gaz de Lacq profond par les "soleils".

(d'après Rapport anonyme, SNEA(P))



**Figure IV.3 :** Carte de sismicité de la région de Lacq. L'extension du réservoir de Lacq profond est notée en tireté. On remarque particulièrement la totale asismicité de la partie Ouest du gisement. Les coordonnées notées sont relatives. L'origine de la longitude correspond au km 360 en Lambert III et l'origine de la latitude correspond au km 120.

Le site de Lacq se caractérise par la présence de 2 gisements superposés: le gisement d'huile, dit de "Lacq Supérieur" découvert en 1950 et le gisement de gaz dit de "Lacq Profond", dont la découverte intervint un an plus tard. Sa mise en exploitation, demandant des tubages spéciaux à cause de la teneur en soufre du gaz, n'eut lieu qu'en 1957 (Houpeurt, 1977).

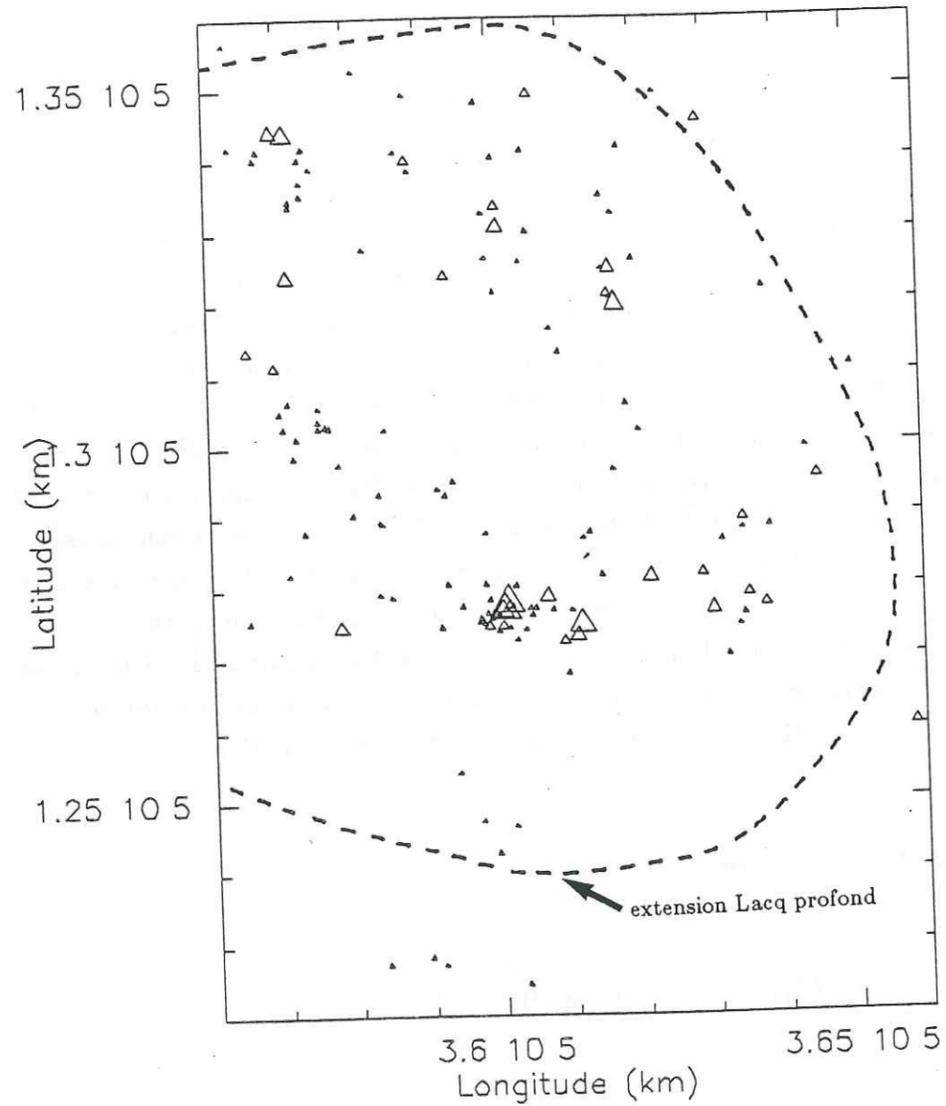
Le gisement de gaz lui-même, se trouve dans les dolomies et les calcaires allant du Portlandien au Barrémien et s'étend sur près de 500 m d'épaisseur. Son point le plus haut se trouve approximativement à 3100 m de profondeur (Haas et al., 1972, Houpeurt, 1977). Il est piégé par une couche imperméable de marnes appelées les marnes de Sainte Suzanne qui passent progressivement à des marno-calcaires de l'Aptien inférieur (Ray et Aubert, 1959). Au-dessus se trouve un récif corallien d'âge albo-aptien; ce récif, très fracturé et saturé en eau, concentre à lui seul 60% de la sismicité de Lacq, de 1976 à 1979 (Grasso et Feignier, 1988), et son épaisseur atteint par endroits 2500 m (Barthé et Reverdy, 1958). Il passe latéralement et verticalement à des marnes dont nous verrons l'importance plus loin.

Cette série est elle-même recouverte par les calcaires du Turonien-Sénonien dans lesquels se situe le gisement d'huile. Des niveaux argilo-calcaires et des molasses du Tertiaire forment enfin la couverture superficielle.

## IV.2 Etude générale des ruptures

### IV.2.a Répartition cartographique

La répartition spatiale de la sismicité du champ de Lacq peut être qualifiée de diffuse à l'échelle du gisement (figure IV.3), elle couvre en effet une large partie des 100 km<sup>2</sup> de sa superficie. Si nous essayons de détailler la figure IV.3, nous remarquons tout d'abord une nette dissymétrie entre les parties Est et Ouest du gisement. En effet, cette dernière est quasiment asismique. Ce phénomène, évoqué par Wittlinger (1980), a été clairement mis en relation avec une variation latérale de faciès du calcaire récifal Albo-aptien à des marnes par Grasso et Feignier (1988). Cela explique que les cartes qui vont suivre ne présentent que la partie Est du gisement, puisque cette partie est la seule à contenir des informations sur les sources sismiques. Une analyse plus fine de cette partie montre que deux bandes asismiques formant un V parcourent le gisement isolant la zone Nord au-dessus de ce V (figure IV.3). On note aussi la présence d'une concentration de 36 événements au Sud du



ECHELLE

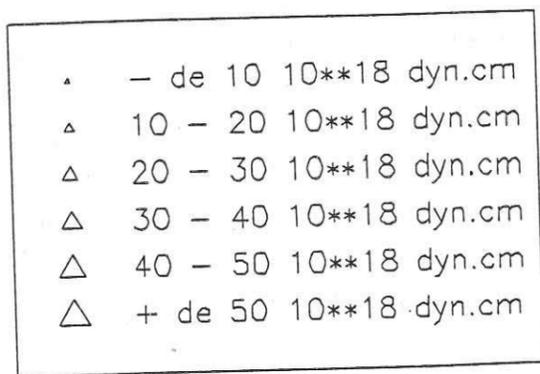
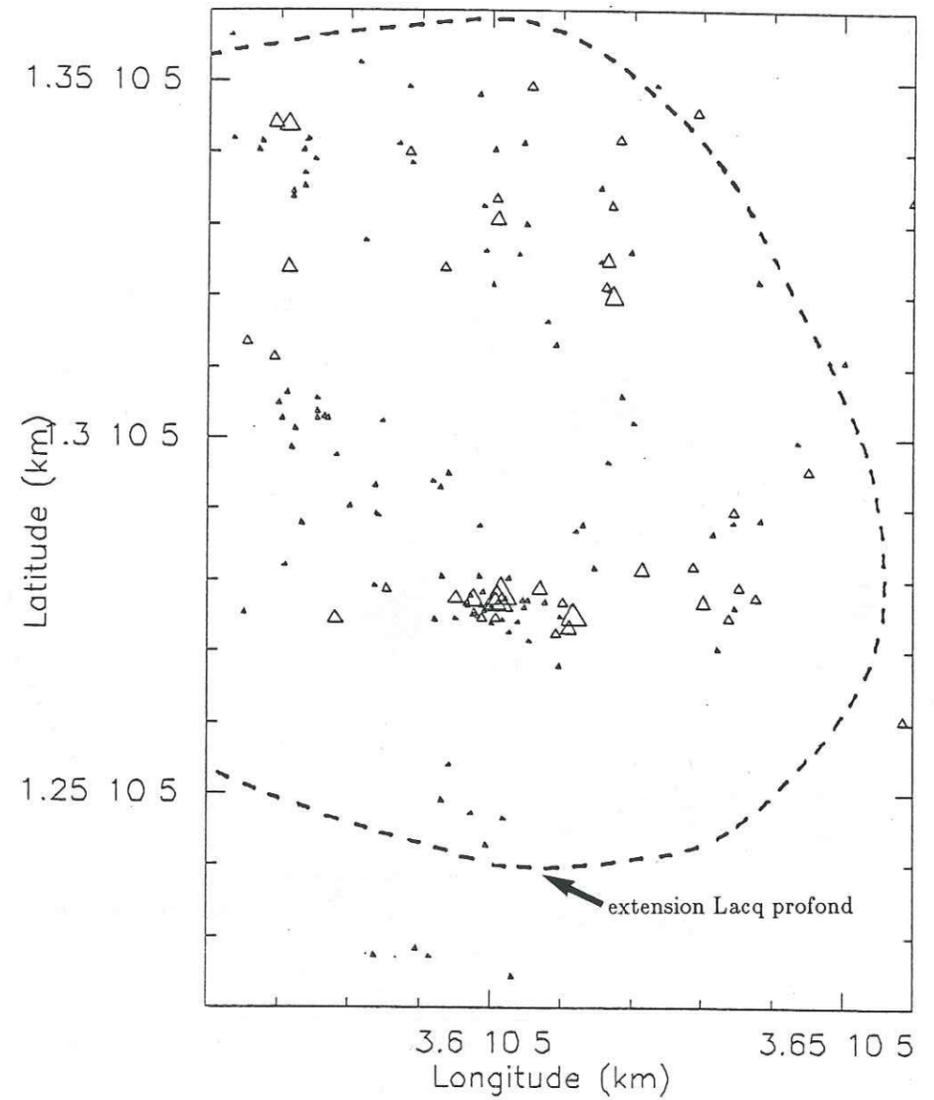


Figure IV.4 : Carte des moments sismiques. Les coordonnées sont en Lambert III, zone Sud.



ECHELLE

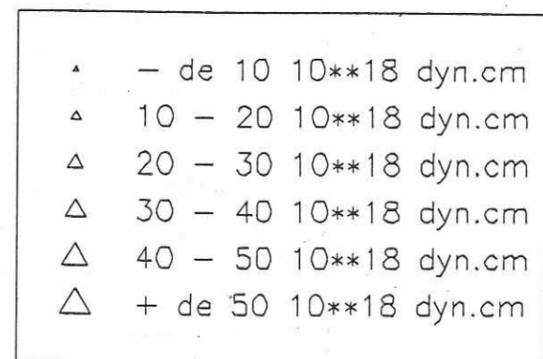
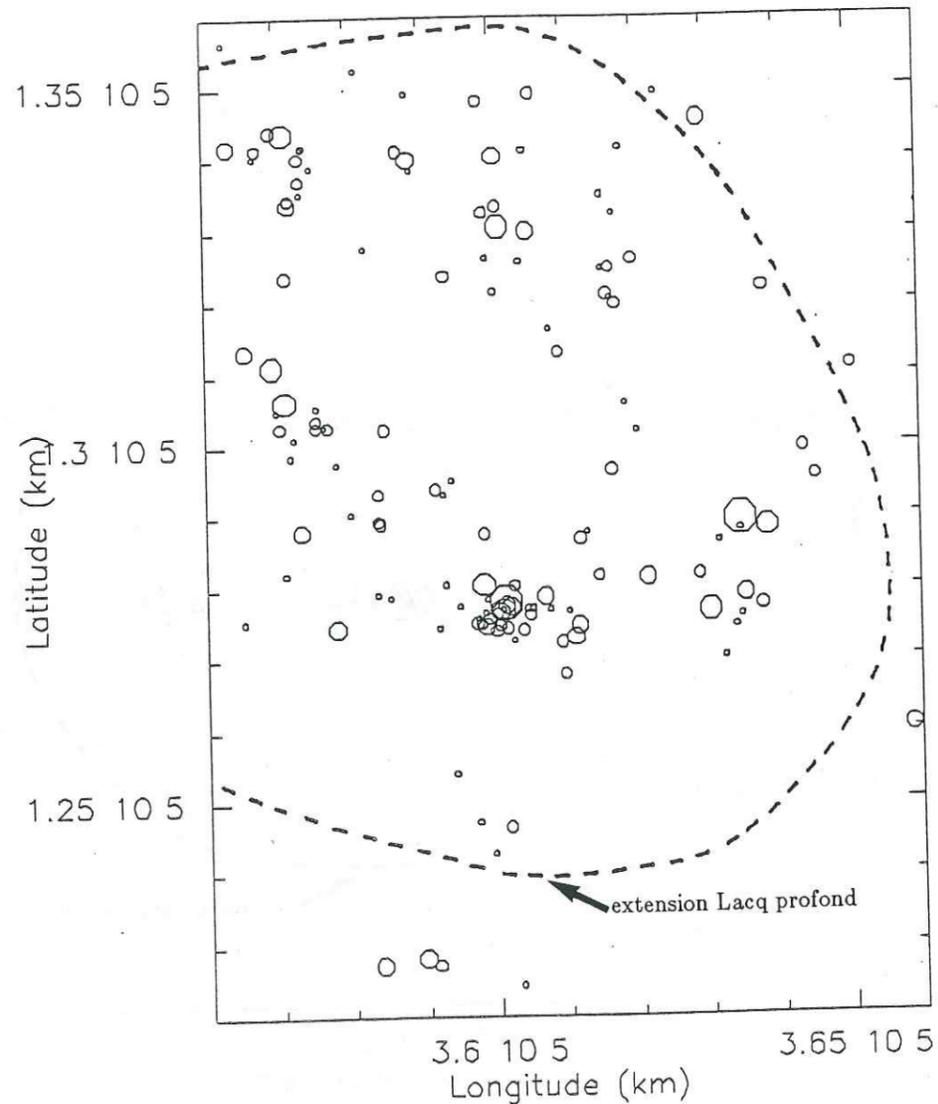


Figure IV.5 : Carte des moments sismiques, en incluant au jeu de données de l'analyse spectrale les moments calculés à partir de la magnitude locale.



ECHELLE

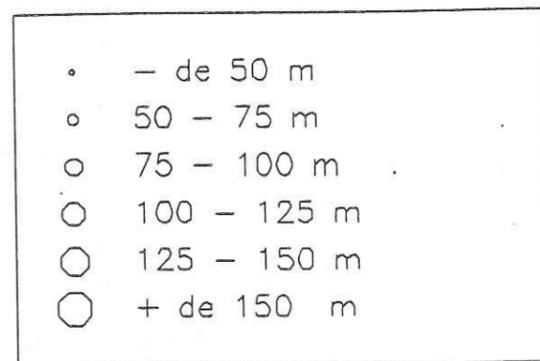


Figure IV.6 : Carte des rayons des sources sismiques.

top du gisement. Cette concentration est "historiquement" appelée Essaim Sud. Par respect des traditions autant que par souci de simplicité, nous conserverons cette dénomination. Enfin, on remarque aussi la forte différence d'activité sismique entre partie Nord et partie Sud du gisement.

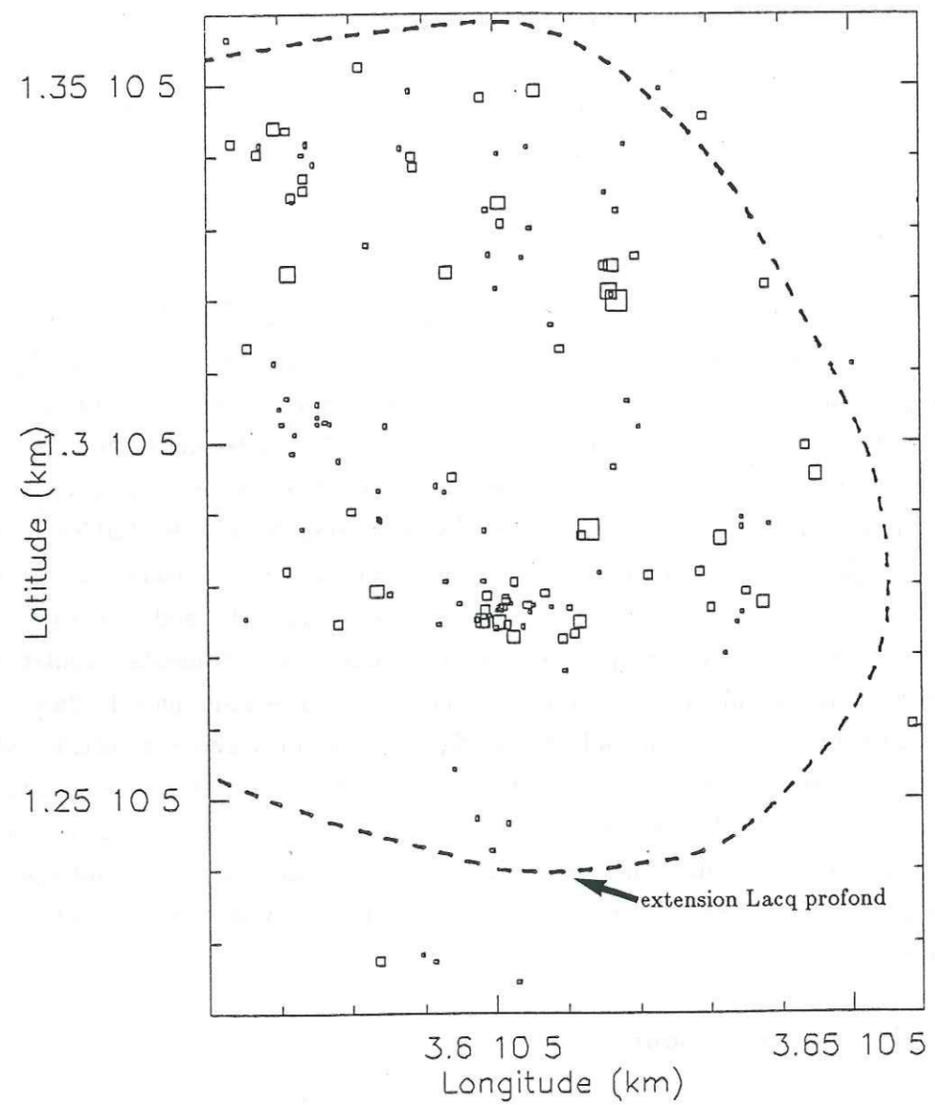
\* les moments sismiques

La figure IV.4 montre une carte de la sismicité où la taille des symboles est proportionnelle au moment sismique. Les séismes à fort moment sismique ( $\geq 4 \cdot 10^{19}$  dyn.cm), relativement à notre étude, sont tous concentrés dans l'Essaim Sud. Ensuite, viennent par ordre d'importance, la zone Nord, la zone Est puis la zone Ouest. Les différentes zones sont définies dans l'article en annexe. La zone Sud, peu active sismiquement, ne regroupe que des événements à très faibles moments sismiques ( $M_0 < 10^{19}$  dyn.cm). D'après le modèle de déformation défini au paragraphe I.1, les mouvements des flancs nord et sud devraient être approximativement symétriques, or les amplitudes des moments montrent une grande dissymétrie qui suggère que l'essentiel des ruptures sismiques du flanc sud est en fait absorbé par l'Essaim Sud. Sur la figure IV.5, nous avons ajouté les séismes dont le moment sismique a été calculé à partir des relations moment/magnitude locale du paragraphe III.4.b, leur analyse spectrale n'ayant pu être faite pour des raisons diverses. L'addition de ces événements ne change en rien l'interprétation faite à partir de la figure IV.4, l'amplitude des nouveaux moments étant, en règle générale, faible.

\* les rayons des sources

La répartition des moments sismiques contraste fortement avec celle des rayons des sources (figure IV.6). Chaque zone présentant un échantillonnage quasiment complet des différentes tailles de sources, à l'exception néanmoins de la zone Sud où les rayons ne dépassent jamais 100 m. Ainsi, la suprématie de l'Essaim Sud n'apparaît plus. Toutefois, en comparant les figures IV.4 et IV.6, on observe une dépendance entre rayon et moment: plus le moment est grand, plus le rayon est important. Nous retrouvons donc le principe de similarité, mais avec un certain nombre d'écarts à cette règle. Ceux-ci doivent forcément se retrouver sur la carte des chutes de contrainte. C'est ce que nous allons vérifier avec la figure IV.7.

\* les chutes de contrainte



ECHELLE

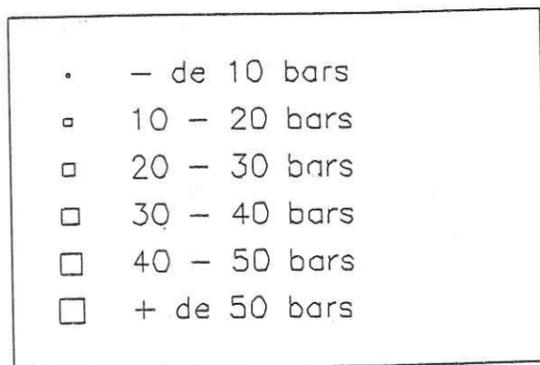
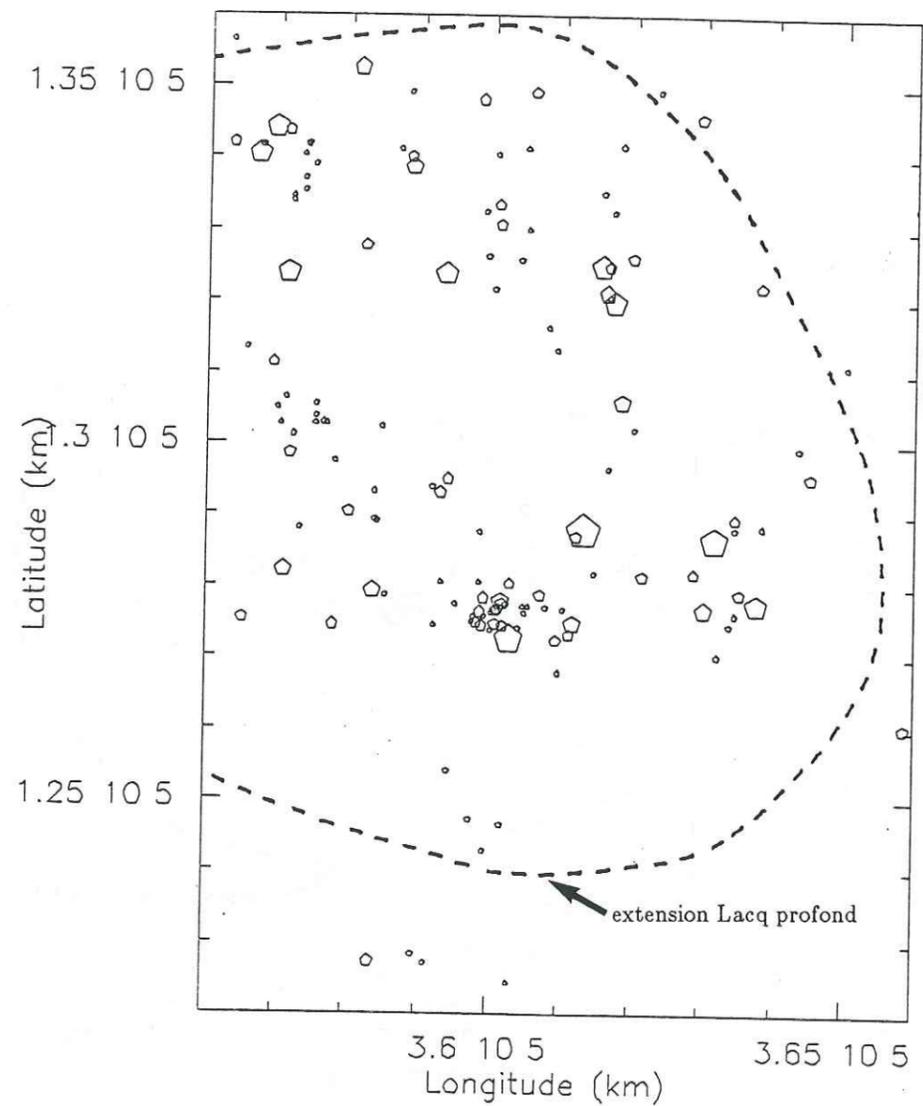


Figure IV.7 : Carte des chutes de contrainte des séismes.



ECHELLE

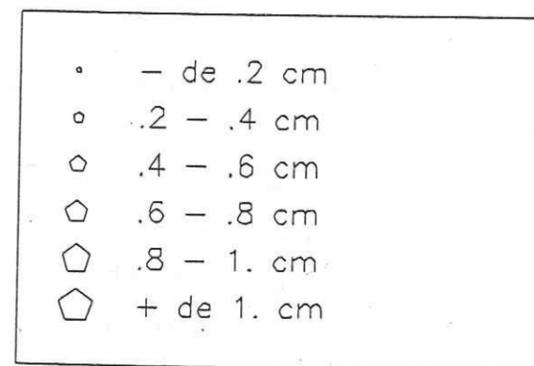
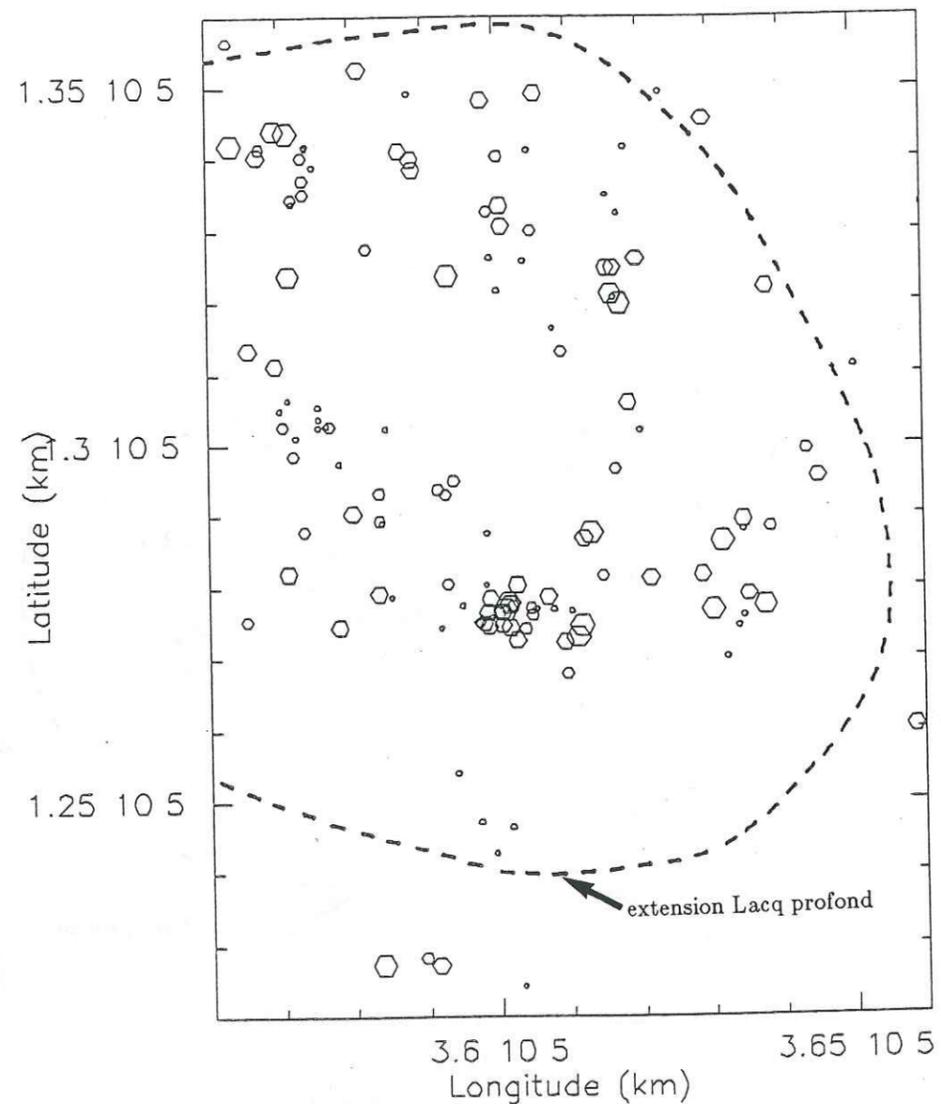


Figure IV.8a : Carte des dislocations.



ECHELLE

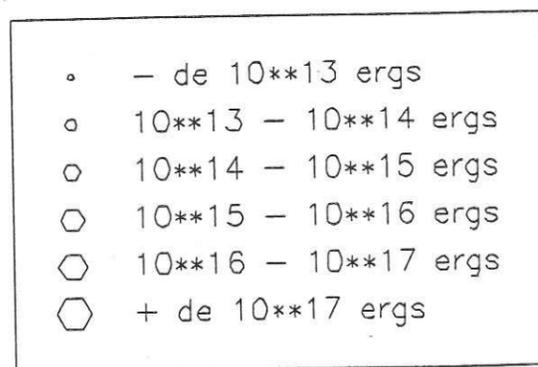


Figure IV.8b : Carte des énergies sismiques.

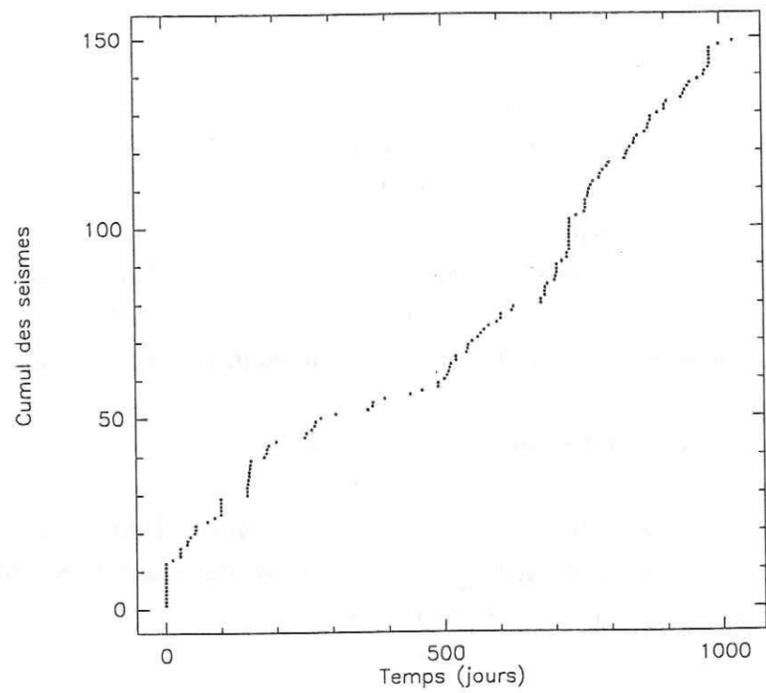
La distribution des chutes de contrainte (figure IV.7) est effectivement indépendante des moments. Sur cette carte, on peut remarquer la tendance aux fortes chutes de contrainte pour les séismes se situant dans des zones relativement asismiques: soit dans le V précédemment défini, soit vers l'extérieur du gisement (au Nord et à l'Est). Une telle constatation conforte le principe d'accumulation de contrainte. Les zones à plus forte résistance à la rupture vont voir leur état de contrainte augmenter et lorsque leur seuil de résistance à la rupture sera dépassé, les chutes de contrainte des séismes générés, fonctions de l'état de contrainte du milieu, seront plus importantes. Plus le temps de répétition est long, donc plus la zone est asismique à notre échelle, plus les chutes de contraintes seront importantes.

\* les dislocations et les énergies sismiques

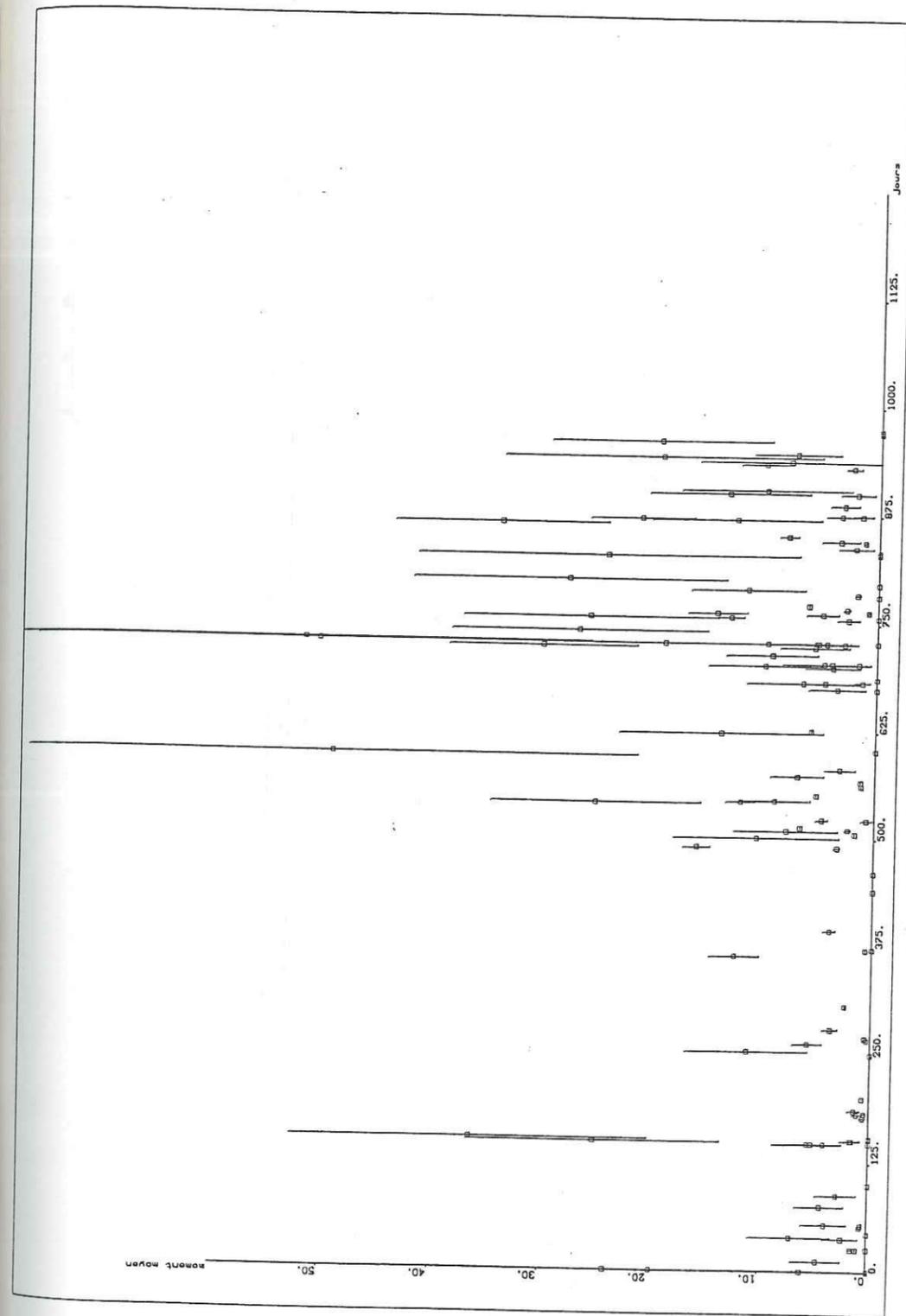
Les cartes de dislocations et d'énergies sismiques (figures IV.8 a et b) n'apportent pas de nouvelle contribution, les dislocations étant très proches des chutes de contrainte et les énergies des moments.

IV.2.b Répartition temporelle

La première remarque, d'ordre général, concerne l'absence de migration de la sismicité tout au long de la période étudiée. En effet, il est impossible de définir une logique dans le mouvement des foyers, un déplacement vers les zones asismiques par exemple. Ce phénomène avait déjà été observé par Grasso et Wittlinger (1988), sur l'ensemble de la sismicité. L'étude temporelle de notre jeu de données (figure IV.9) où les séismes sont cumulés dans le temps, présente 2 phases distinctes: la première s'étend du début de l'étude (Août 1976, jour 0), à Janvier 1978 (jour 500). On y observe un comportement en crises sismiques, c'est-à-dire un grand nombre d'événements concentrés dans le temps, puis une période de calme, sans activité sismique. Dans la deuxième phase, qui va de Janvier 1978 à la fin de la période d'étude (Juin 1979, jour 1000), les crises qui semblent exister encore sortent beaucoup moins bien car elles sont noyées dans une activité sismique constante, de l'ordre de 5 séismes par mois. Enfin, l'étude spatiale des crises, définies sur des critères temporels, montre une absence totale de cohérence, à une exception près. C'est-à-dire que les séismes très regroupés dans le temps peuvent être très éloignés dans l'espace (plus de 5 km). Cela pose un sérieux problème d'interprétation de ces "crises", car il faudrait supposer un comportement purement élastique de la



**Figure IV.9 :** Répartition de la sismicité au cours du temps pour l'échantillon étudié. Deux phases peuvent être distinguées, avant et après Janvier 1978 (jour 500).



**Figure IV.10 :** Evolution temporelle des moments. Les écart-types des moments moyens sont représentés. Le temps est donné en jours, le jour 1 correspondant au 22/08/76, le 01/01/77 au jour 132, le 01/01/78 au jour 497 et le 01/01/79 au jour 862.

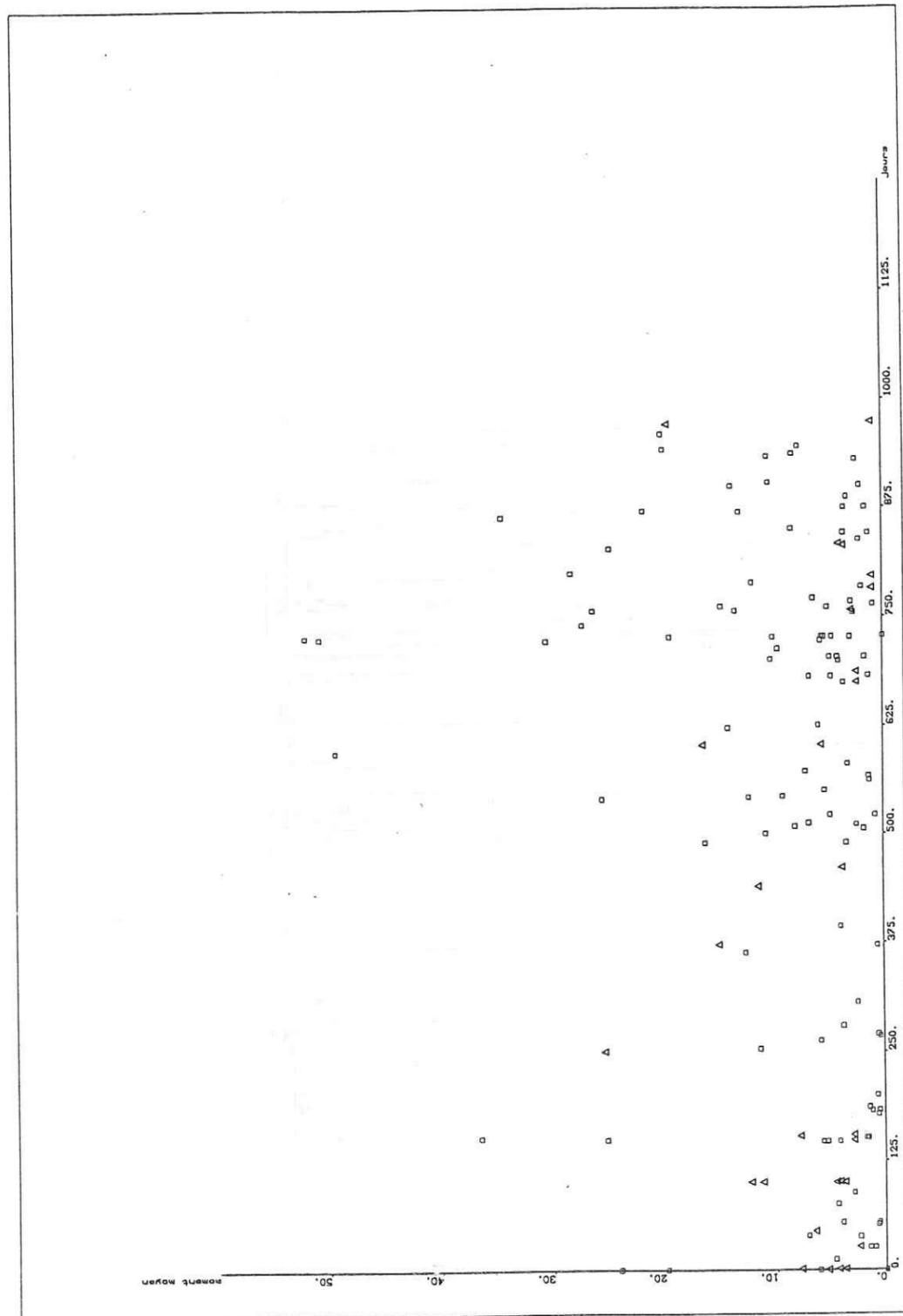


Figure IV.11 : Evolution temporelle des moments. Les triangles représentent les moments calculés à partir de la magnitude locale.

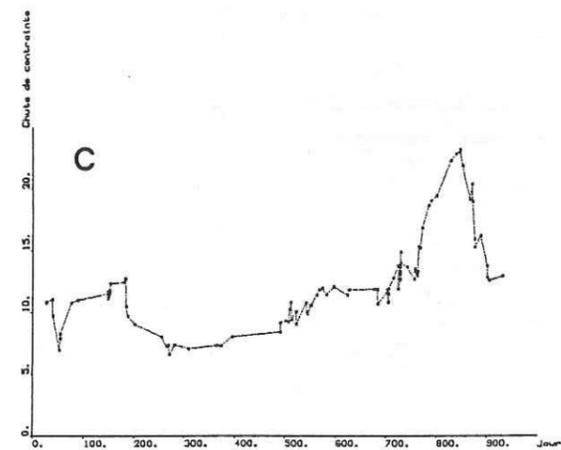
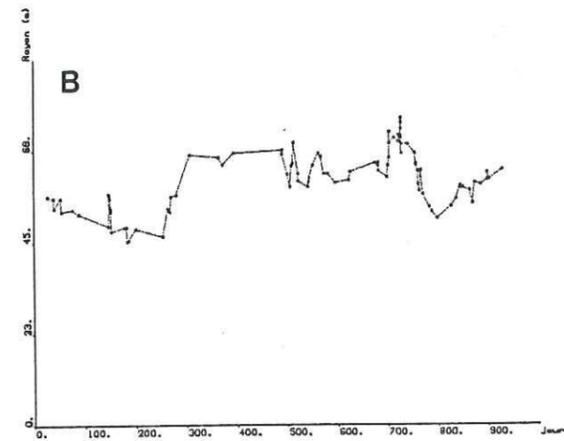
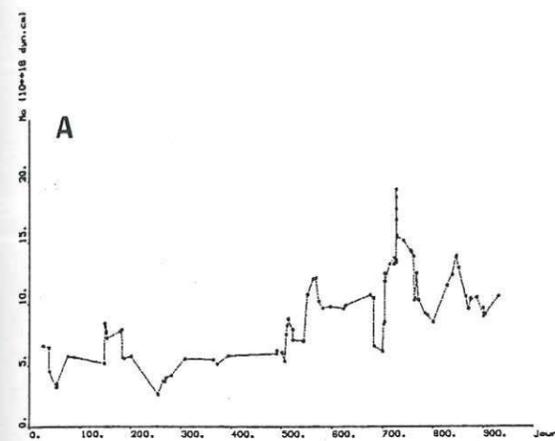


Figure IV.12 : Evolutions temporelles pour 3 paramètres des sources sismiques. Des moyennes glissantes sur 11 points sont utilisées afin de faire ressortir les tendances générales.

- a) les moments sismiques
- b) les rayons des sources
- c) les chutes de contrainte

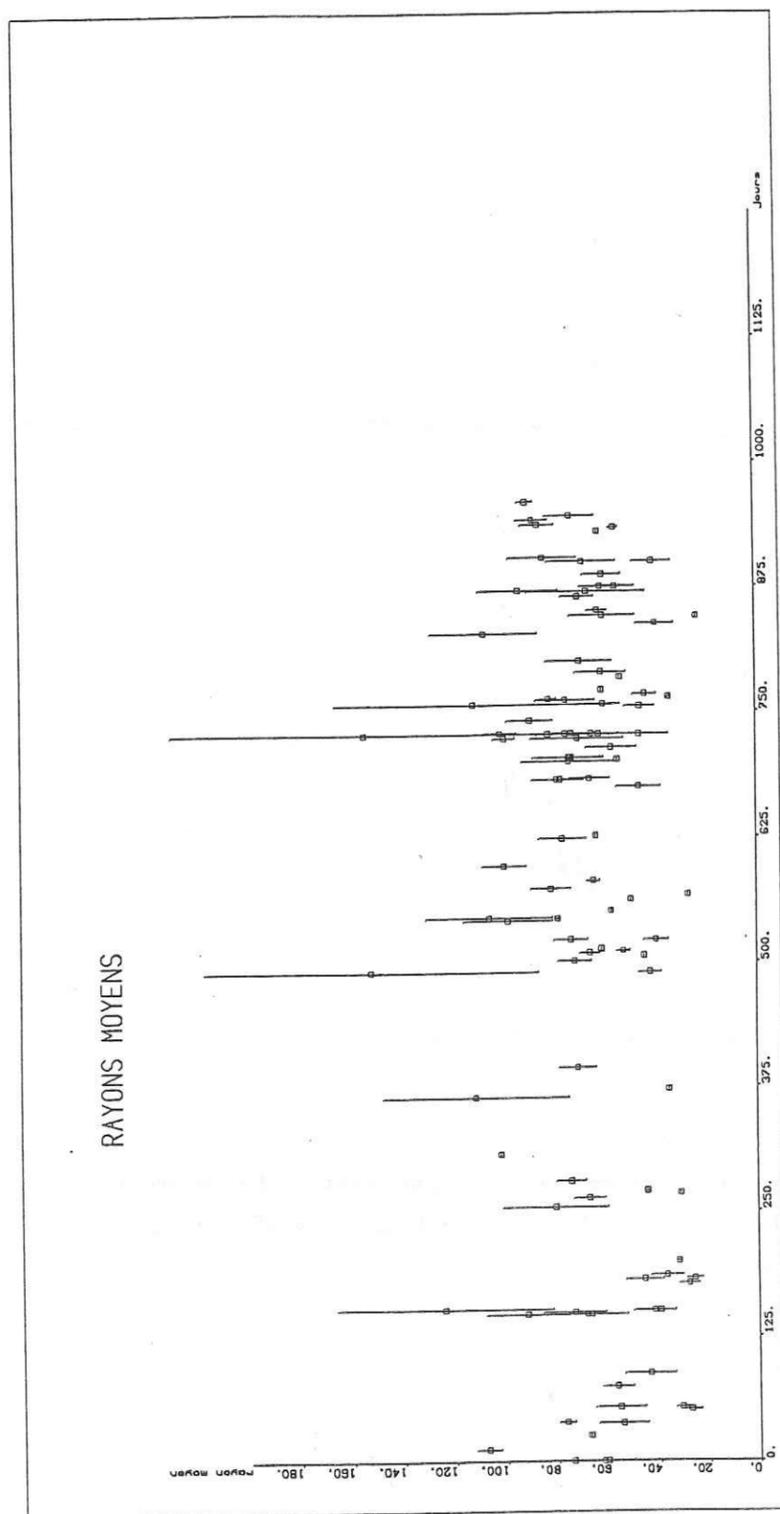


Figure IV.13 : Répartition temporelle des rayons.

structure, c'est-à-dire qu'une modification à un endroit se ressent dans l'ensemble de la structure, pour faire céder le point le plus faible, quelle que soit sa position géographique. Voyons comment ce changement de comportement temporel se traduit en terme d'amplitude des paramètres de source.

#### \* les moments sismiques

L'étude de la répartition temporelle des moments en fonction de leur amplitude (figure IV.10) révèle plusieurs faits. Tout d'abord, entre les crises pouvant engendrer des moments importants (jusqu'à  $4 \cdot 10^{19}$  dyn.cm), le niveau moyen est très faible et constant. A partir du 500<sup>ième</sup> jour, les crises sont beaucoup moins nettes, mais cela peut être simplement dû au fait que l'amplitude du "bruit de fond" sismique est en nette augmentation dans les moments dits de calme. On a donc, à partir du 500<sup>ième</sup> jour, une augmentation constante du moment sismique moyen. La figure IV.10 présente les valeurs de moment sismique avec leur incertitude. La première remarque que l'on peut émettre est que si les incertitudes sont certes importantes, elles permettent tout de même de bien marquer les différentes valeurs des moments, celles-ci sont donc significatives. Sur la figure IV.11, nous avons ajouté les moments calculés à partir des magnitudes locales (notés par des triangles). On observe que leur répartition temporelle ne modifie pas le déséquilibre entre avant et après le 500<sup>ième</sup> jour (janvier 1978), les lacunes entre les crises n'étant pas artificiellement créées par notre méthode de travail. Pour observer la tendance à long terme, nous avons utilisé la méthode de la moyenne glissante sur 11 points (figure IV.12a). Certaines oscillations demeurent, mais la tendance générale confirme la constance des amplitudes jusqu'en janvier 1978 (jour 500) et leur augmentation après.

#### \* les rayons des sources

Pour ce qui est des rayons (figure IV.13), leur comportement est différent, car le changement du 500<sup>ième</sup> jour, ne correspond pas à une augmentation sensible du rayon moyen. Celui-ci ne présente pas de variation temporelle marquée, en étant toujours compris entre 20 et 150 m. La borne inférieure (20 m) est surprenante par sa netteté et sa régularité, essayons d'entrer un peu dans le détail: nous avons vu précédemment que la similarité était respectée même pour les plus petits événements, on ne peut donc pas accuser la fréquence de coupure de devenir constante à haute fréquence. Deux explications restent alors possibles: soit on admet la réalité d'une taille minimum de source (Erdogan, 1968), mais des études de

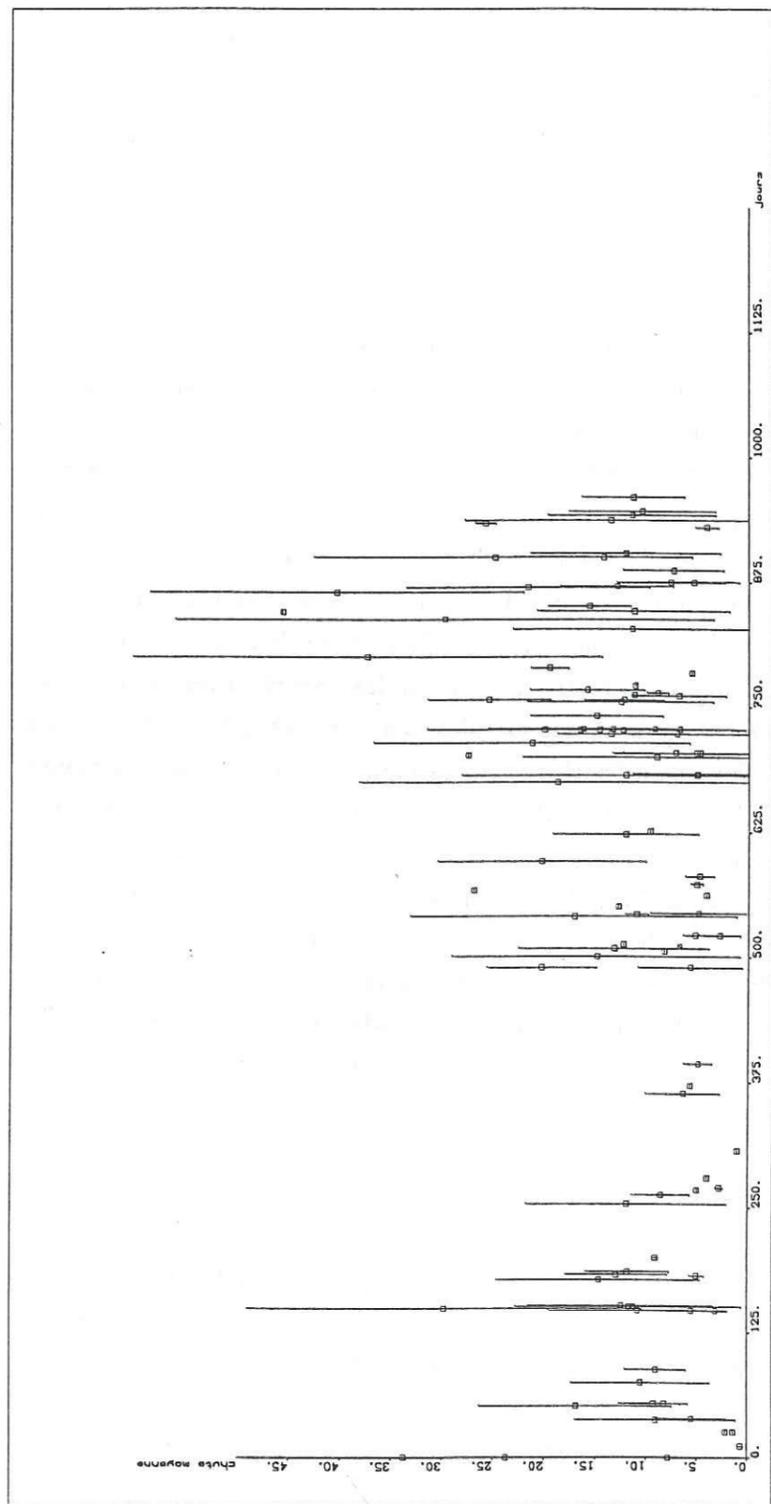


Figure IV.14 : Répartition temporelle des chutes de contrainte.

fracturation hydraulique ont montré que l'on pouvait avoir des tailles de source bien inférieures à 20 m (Baria and Green, 1986, Baria et al., 1987), soit plus simplement, on relie cette valeur critique à la méthode de sélection des données. N'utilisant que les séismes de magnitude supérieure à 1 et ayant fait déclencher au moins 6 stations, on perd les plus petits événements dont la taille de source est inférieure à 20 m. L'étude de la moyenne glissante (figure IV.12b) indique une légère augmentation dans le temps.

#### \* les chutes de contrainte

Cette différence de comportement entre moments et rayons va nécessairement se ressentir sur les chutes de contrainte et donc créer un écart à la similarité. C'est effectivement le cas figure IV.14 où les chutes de contrainte en fonction du temps sont présentées avec leurs incertitudes. On pourrait s'attendre à voir les zones les plus fragiles casser en premier tandis que les autres parties voient leur état de contrainte augmenter. Lorsque ces zones atteignent leur seuil de rupture, les chutes de contraintes générées sont alors plus importantes. On doit donc observer une augmentation des chutes de contraintes dans le temps. Cependant, l'étude de la moyenne glissante (figure IV.12c) montre que la dépendance de la chute de contrainte en fonction du temps, si elle existe, est beaucoup plus complexe. Si effectivement une augmentation peut être notée de janvier 1978 à juin 1979, le fait le plus marqué est un pic de fortes chutes de contrainte de octobre 1978 à février 1979. Si l'on suppose une augmentation de l'état de contrainte local par suite de la compaction du réservoir, celle-ci doit être continue dans le temps. La réponse des chutes de contrainte des séismes montre alors que la structure va encaisser cette augmentation jusqu'à un certain seuil, puis la relaxation sera brutale, concentrée dans le temps. Lorsque l'excès de contrainte aura été dissipé, les chutes de contrainte retrouveront des valeurs "normales". Il est donc indispensable d'élargir la période d'étude avant de tirer des conclusions sur l'évolution à long terme.

#### \* les dislocations

En étudiant la répartition temporelle des dislocations, nous avons surtout voulu vérifier une hypothèse, émise notamment par Gariel (1988), selon laquelle les répliques intervenant juste après un choc principal correspondent à des séismes localisés sur des zones à plus forte résistance à la rupture. On doit donc retrouver dans ces répliques, dont le moment sismique est en général beaucoup plus faible que celui du choc principal, des tailles de dislocations comparables à celle du séisme

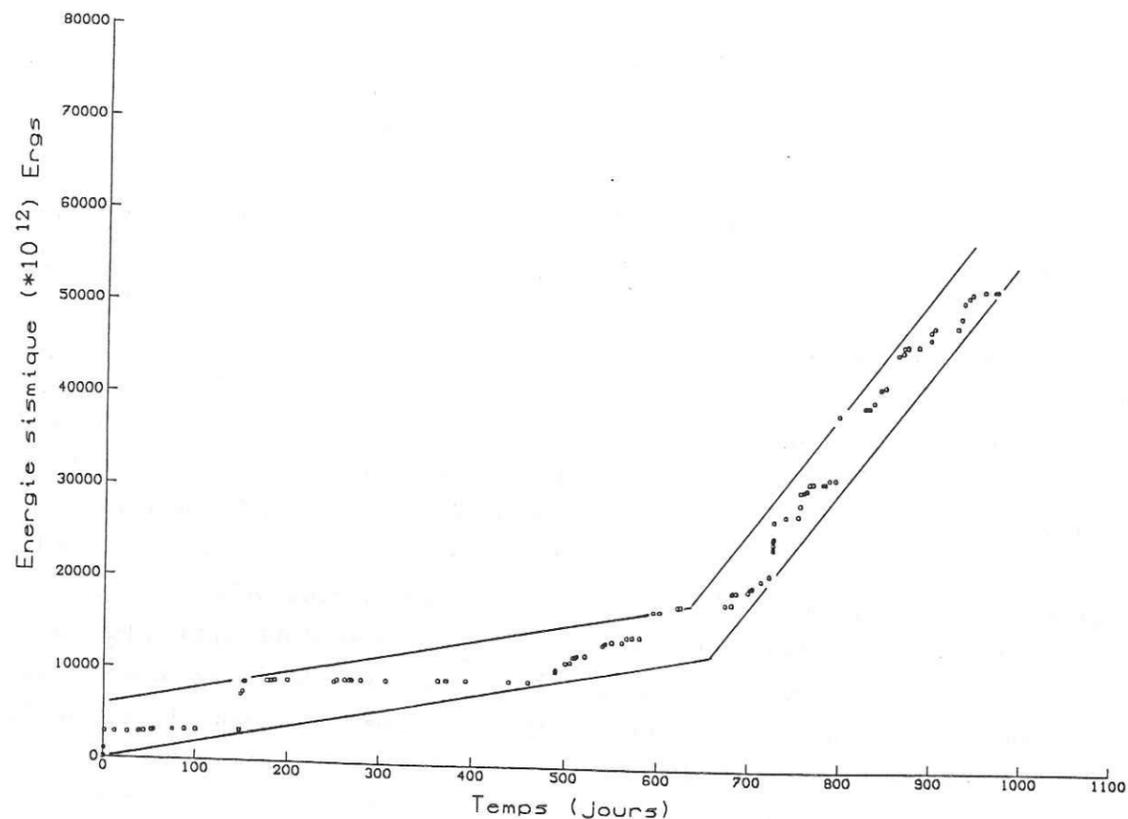


Figure IV.15 : Cumul des énergies sismiques libérées. Les seuils minimum et maximum soulignent le changement de comportement au cours du temps.

principal, donc anormalement élevées pour ces séismes.

Nous avons cherché des séismes importants suivis de répliques. Ces répliques sont sélectionnées sur des critères temporels (occurrence dans les heures qui suivent le choc principal) et spatiaux (localisation à moins de 500 m de distance du choc principal). Dans notre échantillon, seuls 2 cas répondent à ces critères et ont pu être l'objet d'une analyse spectrale.

\* Le séisme 92 de magnitude  $Ml = 2,80$  a eu lieu le 15/08/78 à 17<sup>h</sup>19, il est suivi à 18<sup>h</sup>51 d'une réplique de magnitude  $Ml = 1,50$ . Le choc principal créé une dislocation  $\bar{D} = 0.31 \pm 0.1$  cm (5 observations). Mais le calcul de la réplique donne un résultat:  $\bar{D} = 0.10 \pm 0.09$  cm (6 observations) où l'incertitude est de l'ordre de la valeur, il n'est donc pas significatif.

\* Le deuxième cas correspond au 18/09/78 où le choc principal (séisme 105,  $Ml = 4,2$ ) a eu lieu à 19<sup>h</sup>14, il est suivi par une première réplique à 19<sup>h</sup>23 ( $Ml = 1,87$ ), puis par une seconde à 19<sup>h</sup>49 ( $Ml = 1,21$ ). Hélas, seule la première réplique a donné un enregistrement exploitable. Le choc principal a généré une dislocation  $\bar{D} = 0.42 \pm 0.125$  cm (4 observations) ce qui paraît faible au regard de la magnitude. Le calcul de l'amplitude pour la réplique donne le résultat suivant:  $\bar{D} = 0.648 \pm 0.08$  cm (2 observations). La taille de la dislocation de la réplique est du même ordre de grandeur que celle du choc principal. Dans ce cas, la dislocation est très anormalement élevée par rapport à la taille de la réplique. On peut donc penser que le choc initial très violent ( $Ml = 4,2$ ) a laissé des zones intactes, mais où l'accumulation de contrainte a été telle que des répliques ont été générées, "rattrapant" ainsi le décalage sur la faille induit par le premier séisme.

#### \* les énergies sismiques

La meilleure représentation de la variation de l'énergie sismique libérée dans le temps consiste à sommer ces énergies (figure IV.15). Cette représentation classique permet de tracer les bornes minimale et maximale entre lesquelles se répartissent les énergies. La pente de ces droites permet de déterminer le comportement dans le temps et leur écart de calculer l'énergie maximum libérable. L'étude de la figure IV.15 met en évidence au moins deux périodes à comportement très différent. Mais contrairement aux autres paramètres de la source, la limite entre les deux périodes semble se situer au 650<sup>ème</sup> jour (juin 1978), bien que du 500<sup>ème</sup> au 650<sup>ème</sup> jour, il paraisse déjà y avoir un comportement différent que nous pouvons appeler "zone de transition". Après le 650<sup>ème</sup> jour, le comportement est radicalement différent, les temps de repos entre événements importants, du point de vue énergétique, devenant beaucoup plus courts. De plus, cette différence de

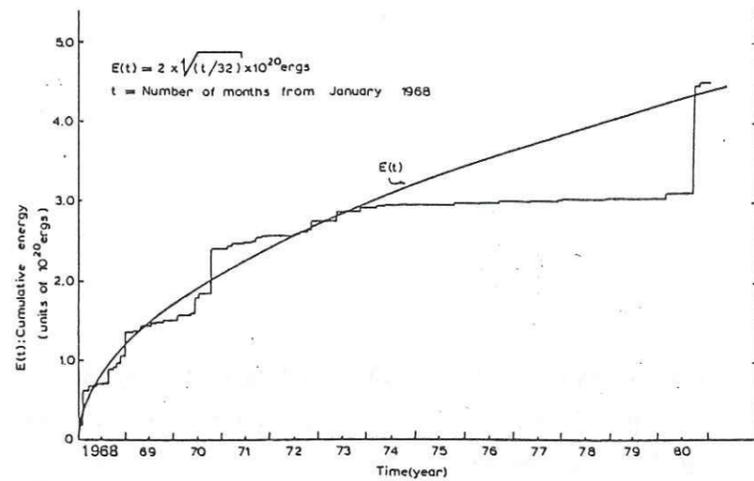


Fig. 1. Cumulative energy release from Koyna deduced from GBA data. The ordinate gives energy while abscissa gives elapsed time since Jan. 1968 expressed in months. The data represented by the zig-zag curve appears to fit a  $t^{0.5}$  law in the range from January 1968 to October 1980. In Figs. 1a and b, magnitude is computed assuming the  $Q$  value as 6.1 and 6.4 respectively for the propagation of seismic waves from Koyna to GBA.

Figure IV.16 : Courbe "classique" d'énergie cumulée, utilisant les séismes induits par le barrage de Koyna.  
(d'après Sharma et Murty, 1982).

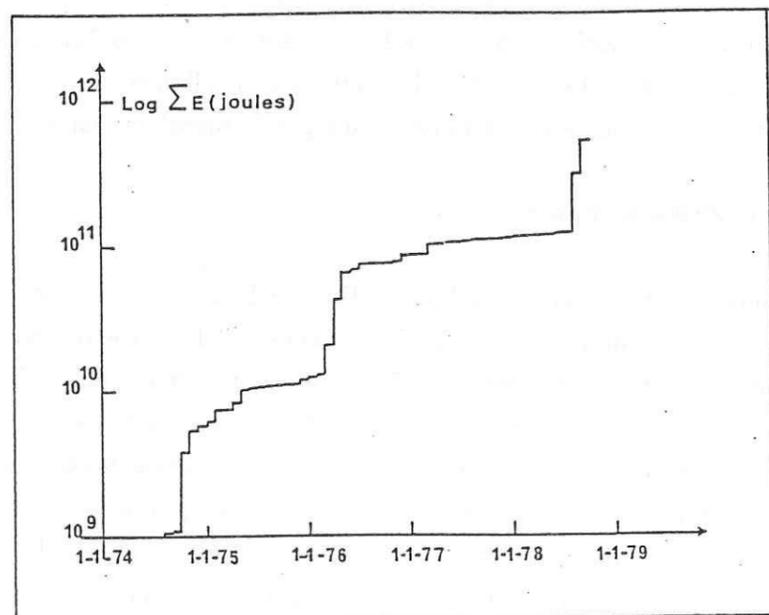


Figure IV.17 : Cumul des énergies sismiques à Lacq, sur 5 années d'études, en utilisant la formule de Gutenberg-Richter:

$$\log(\text{Energie}) = 11,8 + 1,5 M$$

(d'après Wittlinger, 1980).

comportement s'accompagne aussi du quasi-doublement de l'énergie maximum libérable qui passe de  $5,9 \cdot 10^{15}$  ergs à  $9,1 \cdot 10^{15}$  ergs.

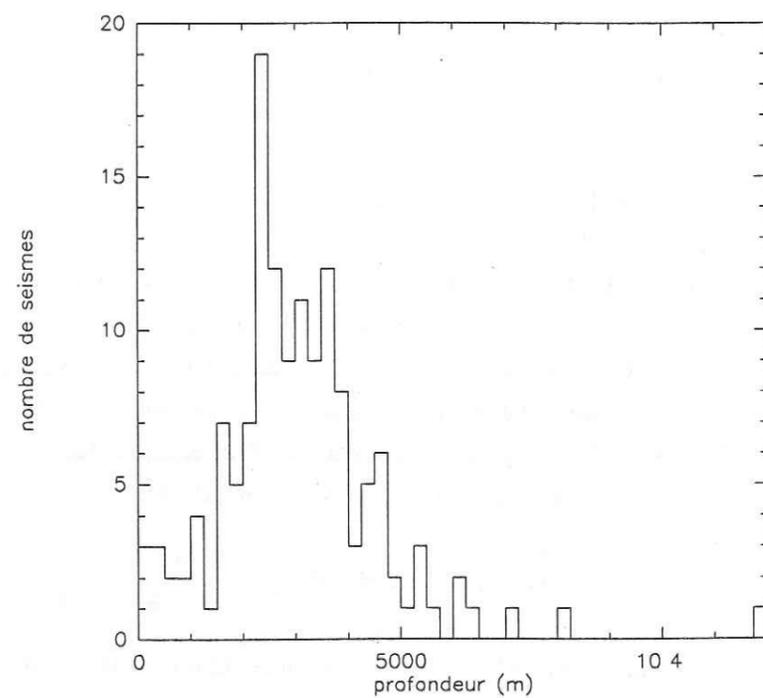
Mais il convient de replacer ce diagramme dans un cadre plus large. En effet, classiquement, les diagrammes de sommation d'énergie en fonction du temps montrent des courbes en "marche d'escalier" (figure IV.16). On peut donc penser que la rampe observée à partir de juin 1978 est suivie d'un plateau quelques mois plus tard. On retrouve en particulier ce schéma chez Wittlinger (1980) pour ces mêmes données de Lacq. La figure IV.17 présente les résultats sur 5 ans, de 1974 à 1979. On distingue effectivement tout à fait une même forme globale de courbe que celle obtenue dans ces pages. C'est-à-dire le plateau de août 1976 à fin 1977, puis une brusque augmentation en juin 1978. Par contre, les ordres de grandeur sont complètement différents. Cela s'explique très simplement compte tenu du fait que Wittlinger (1980) utilise la relation de Gutenberg-Richter (1956):

$$\log_{10}(E) = 11,8 + 1,5 M_S$$

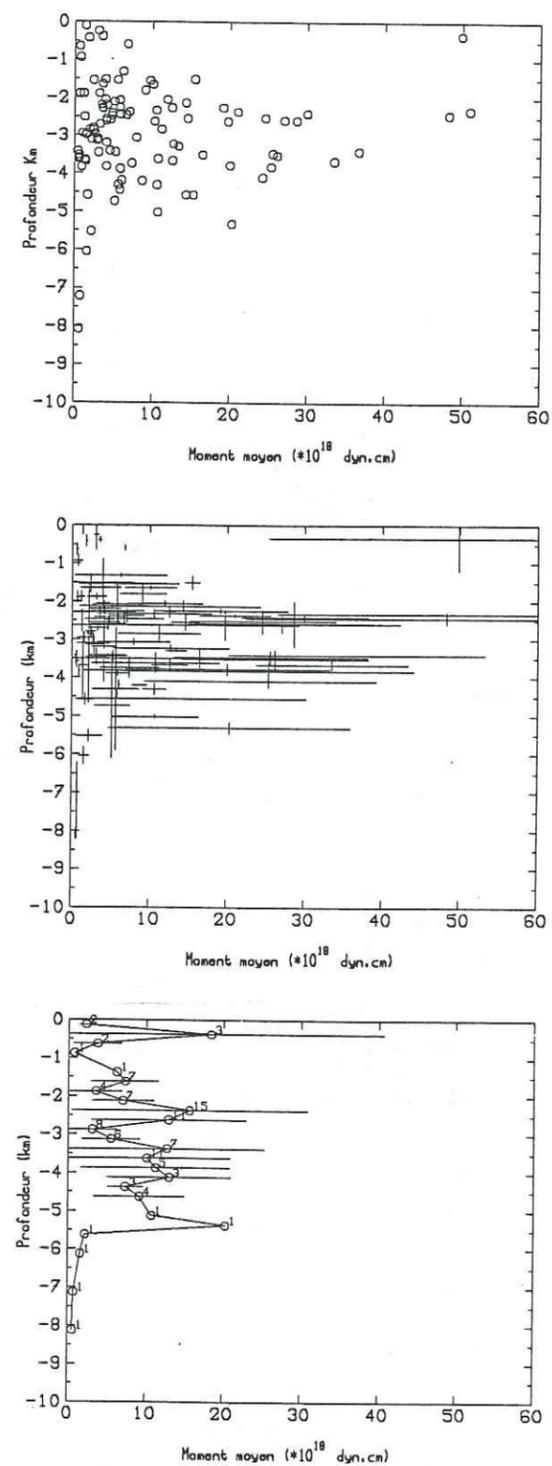
formule établie pour les télé-séismes avec une magnitude mesurée sur la période de 20 secondes des ondes de surface, en remplaçant simplement la magnitude  $M_S$  par la magnitude locale, mesurée sur la durée totale de l'enregistrement. Néanmoins, cette courbe indique que l'augmentation brusque des énergies libérées en 1978 n'est qu'une marche dans l'histoire sismique du gisement. Nous ne pouvons donc conclure à un changement durable des caractéristiques des ruptures uniquement à partir de l'étude temporelle des énergies, bien que celles-ci confirment la tendance déjà observée sur les autres paramètres de la source.

En conclusion, l'étude temporelle des paramètres de la source permet d'affirmer qu'il existe dans notre période d'étude une modification sensible de leur comportement. Les moments et surtout les énergies sismiques augmentent de manière sensible dans la période d'étude considérée. De plus, l'augmentation de ces paramètres est corrélée à un accroissement du nombre de séismes. Cette évolution indique une modification de la réponse de la structure dans le temps, néanmoins aucune migration n'est observable en carte. La compréhension des variations temporelles passe nécessairement par un élargissement de la période d'étude pour définir l'évolution à grande échelle des paramètres de la source.

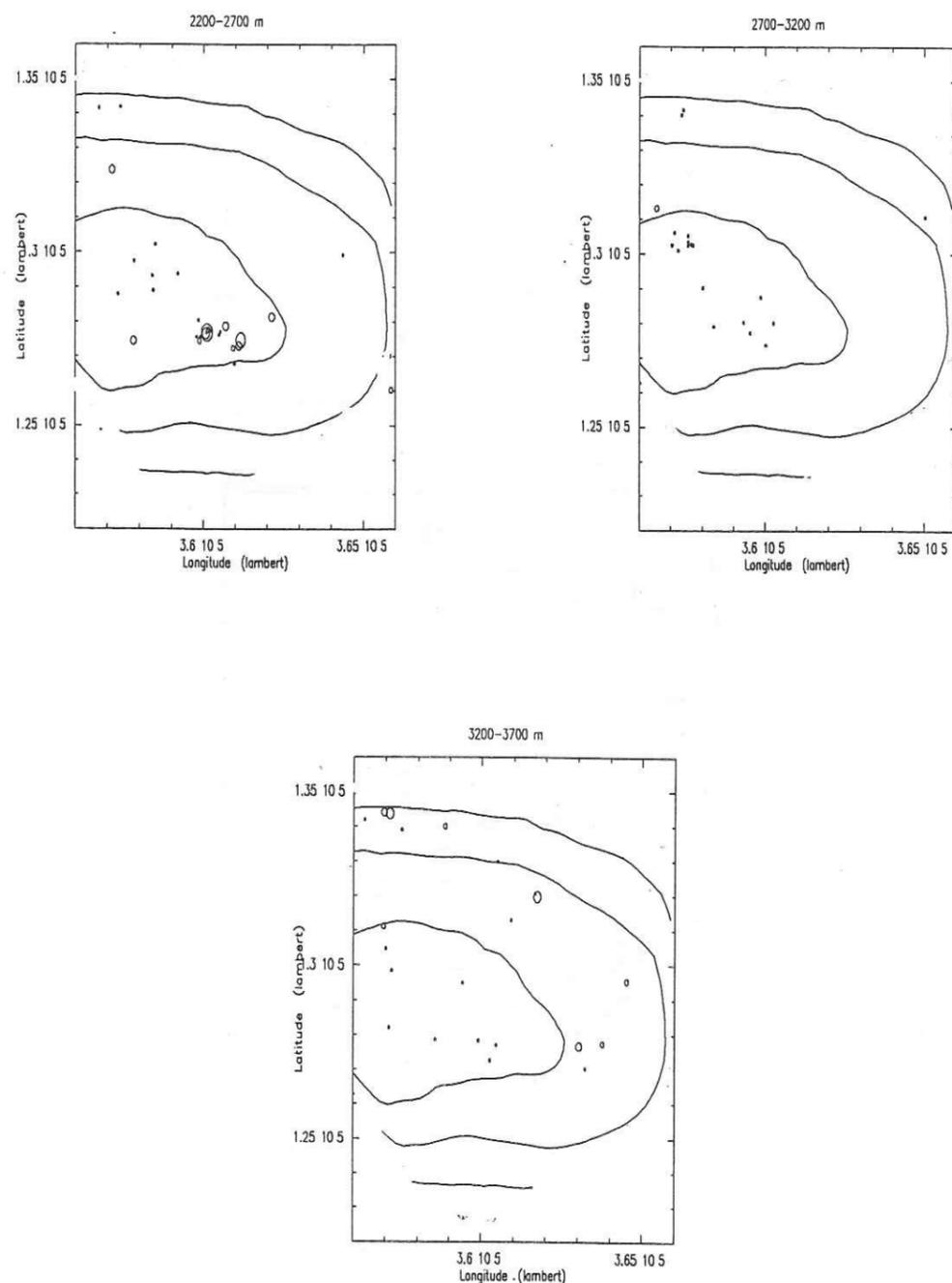
#### IV.2.c Répartition en profondeur



**Figure IV.18** : Histogramme de la répartition en profondeur de la sismicité.  
Des couches de 250 m d'épaisseur sont utilisées.



**Figure IV.19** : Diagrammes moment sismique/profondeur  
 en haut: jeu de données brut  
 au centre: représentation des écart-types sur les moments et des incertitudes sur les profondeurs  
 en bas: représentation des moyennes par tranches de 250 m d'épaisseur. L'écart-type est présenté, ainsi que le nombre de valeurs pour calculer la moyenne.



**Figure IV.20** : Cartes de sismicité pour 3 tranches de profondeur: 2200-2700 m, 2700-3200 m et 3200-3700 m. Les isobathes du dôme sont représentées.

La répartition de la sismicité en fonction de la profondeur est très claire (figure IV.18). L'histogramme cumule les séismes par tranche de 250 m d'épaisseur. On remarque une augmentation de la surface jusqu'à 2 km de profondeur. Puis, un pic important (19 séisme) apparaît entre 2,25 et 2,5 km. Le taux de sismicité est ensuite stable jusque vers 4 km de profondeur et décroît rapidement pour devenir nul à 8 km. Il est évident que l'on ne peut invoquer une zone de ductilité à l'échelle de la croûte lithosphérique pour cette profondeur, le Moho dans cette partie des Pyrénées étant situé vers 30 km (Daignières et al., 1982). D'ailleurs, la sismicité naturelle d'Arrette à 25 km au sud, se propageant jusqu'à plus de 20 km de profondeur (Gallart et al., 1985), démontre l'impossibilité d'une telle explication. En fait, cette répartition est typique d'une sismicité induite, avec le nombre maximum de séismes à proximité de la perturbation et une très rapide décroissance en profondeur. La suite du paragraphe sera illustrée de figures divisées en 3 diagrammes. Celui du haut représente les événements en fonction de la profondeur pour visualiser leur répartition globale, celui du centre présente ces mêmes données mais avec leurs incertitudes, permettant une appréciation plus réaliste des valeurs ! Enfin, le diagramme du bas moyenne les valeurs par tranches de 250 mètres d'épaisseur; on y voit donc mieux l'évolution globale des différents paramètres de la source en fonction de la profondeur.

#### \* les moments sismiques

La remarque la plus importante concernant la figure IV.19, est la mise en évidence de la localisation des moments les plus importants entre 2 et 5 km. Comme lors de l'étude temporelle, on voit que les amplitudes maximales sont reliées aux zones à intense sismicité. On ne peut donc pas parler d'accumulation au cours du temps pour les moments. Dans le détail, on note que ces moments augmentent très rapidement de la surface jusqu'à 2,5 km de profondeur; à l'exception toutefois d'un séisme très superficiel à fort moment, mais dont les incertitudes tant sur la valeur du moment que sur celle de sa profondeur permettent de remettre en cause la validité. Entre 2,5 et 3,5 km, un "trou" net apparaît, particulièrement sur les moyennes. Puis les moments maximums réaugmentent rapidement entre 3,2 et 3,7 km, pour ensuite devenir stables jusque vers 5 km. On n'observe donc pas de dépendance évidente entre les moments et la profondeur. Une explication simple de cette répartition est fournie figure IV.20. On voit en effet que les moments importants entre 2200 et 2700 m sont liés à l'Essaim Sud alors qu'entre 3200 et 3700 m, ils sont liés à la zone Nord. Le "trou" correspond à une profondeur de transfert de sismicité de l'Essaim Sud vers la Zone Nord. Il est donc dû à la répartition non-

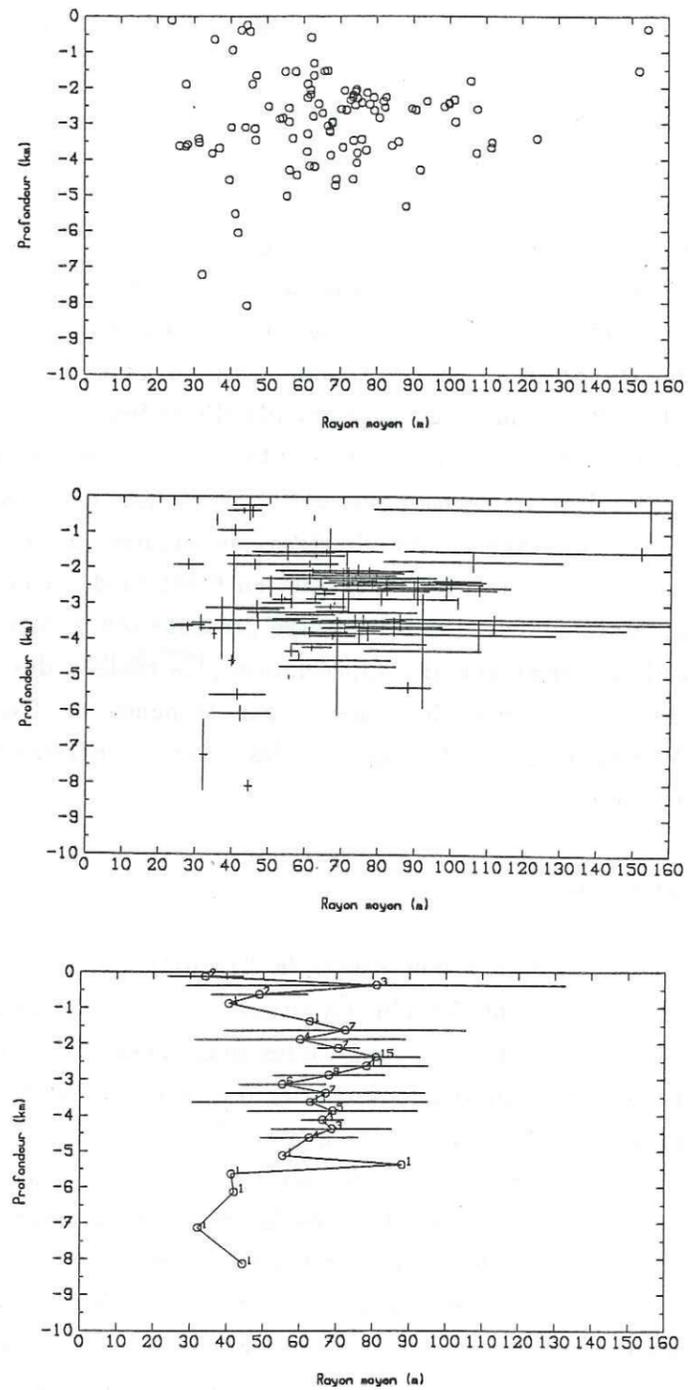


Figure IV.21 : Diagrammes rayons/profondeur.  
Présentation identique à celle de la figure IV.19.

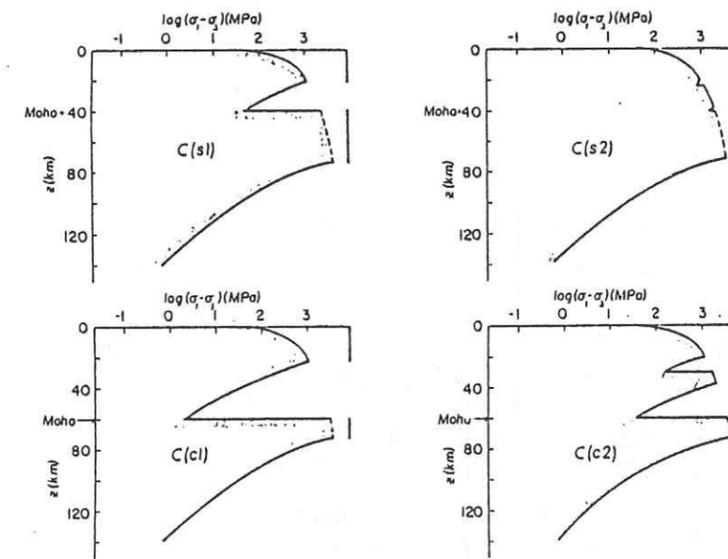


Figure IV.22 : Etude de l'état de contrainte dans la croûte lithosphérique pour différentes configurations. Les traits verticaux sur la droite des diagrammes indiquent les zones à comportement fragile, donc potentiellement sismiques.

- C(s1) Croûte de type bouclier précambrien entièrement granitique.
- C(s2) Croûte de type bouclier précambrien avec croûte inférieure basaltique.
- C(c1) Croûte granitique de 60 km de type plateau tibétain.
- C(c2) Identique à C(c1) mais avec une croûte inférieure basaltique.

d'après Ranalli et Murphy (1987).

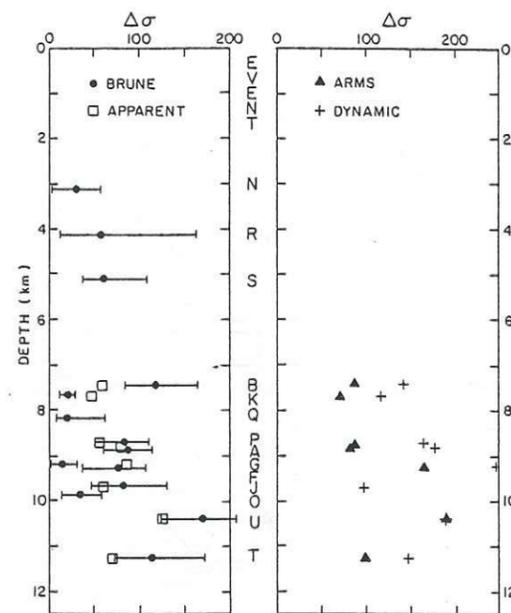


FIG. 10. Stress drops versus depth. Note that the envelope of Brune stress drops increases with depth, and also appears to be near zero at zero depth. The divergence from a linear trend between 4 and 8 km is near the same depth as the main shock. The errors for the Brune stress drops for events R, N, G, and Q are more than twice that of the other events.

**Figure IV.23 :** Représentation des chutes de contrainte en fonction de la profondeur. Les données montrent une augmentation des chutes de contraintes maximales avec la profondeur.

(d'après Fletcher et al., 1984).

homogène de la sismicité et n'apporte pas d'autre information que celle d'une différence de profondeur entre la sismicité de l'Essaim Sud et celle de la Zone Nord.

#### \* les rayons des sources

L'étude des rayons (figure IV.21) présente un caractère très similaire à celui des moments; à savoir, une augmentation importante des maxima entre 0 et 2,5 km, une brusque chute de la taille maximale des rayons à 3 km de profondeur. Les rayons réaugmentent puis se stabilisent entre 3,5 et 5 km. Globalement, on peut dire que le comportement des rayons moyens en fonction de la profondeur est moins agité que celui des moments. Ils semblent donc encore plus indépendants de ce facteur.

#### \* les chutes de contrainte

Passons maintenant aux chutes de contrainte. Leur dépendance en fonction de la profondeur a déjà été reconnue par quelques études, ainsi, McGarr (1984) concluait à l'augmentation probable des chutes de contraintes avec la profondeur; mais son étude montrait surtout une évolution différente des chutes de contraintes en profondeur selon l'état de contrainte global du milieu. Les milieux en compression, d'après McGarr (1984), donnant des chutes de contraintes augmentant beaucoup plus vite en profondeur que les milieux en extension. Cette étude prend donc toute sa valeur lorsque l'on compare plusieurs jeux de données. De même, Ranalli et Murphy (1987) ont montré que l'état de contrainte augmentait toujours de façon importante dans les 20 premiers kilomètres de la croûte lithosphérique (cf. figure IV.22). Dans le cas de Lacq, nous pensons être en milieu exclusivement compressif (voir paragraphe I.1). Travaillant sur des données d'un seul site (Oroville, Californie), Fletcher et al. (1984) ont montré effectivement une certaine dépendance avec la profondeur (figure IV.23). Ils proposaient une loi d'évolution sur leur jeu de données:

$$\Delta\sigma(\max) \approx 16.2 \text{ bars/km}$$

en utilisant le modèle de Brune (1970). On rappelle que le modèle de Brune aboutit à des rayons 2 fois plus grands en moyenne que le modèle de Madariaga, donc à des chutes de contrainte 8 fois plus petites. Cette dépendance était mesurée sur l'enveloppe maximale des chutes de contrainte de séismes tectoniques. Par contre, Fletcher et al. (1983), étudiant les séismes du barrage de Monticello (Caroline du Sud) concluait à des chutes de contrainte décroissant avec la profondeur (figure IV.24) ! Ces résultats apparemment contradictoires s'expliquent en fait très

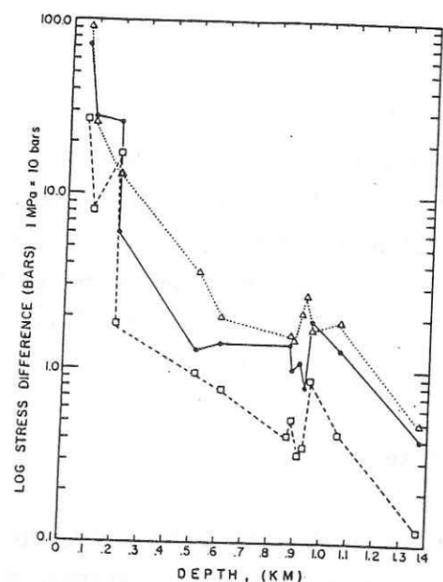
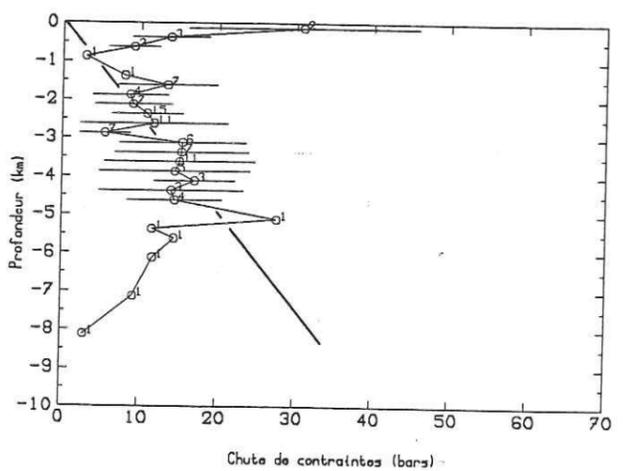
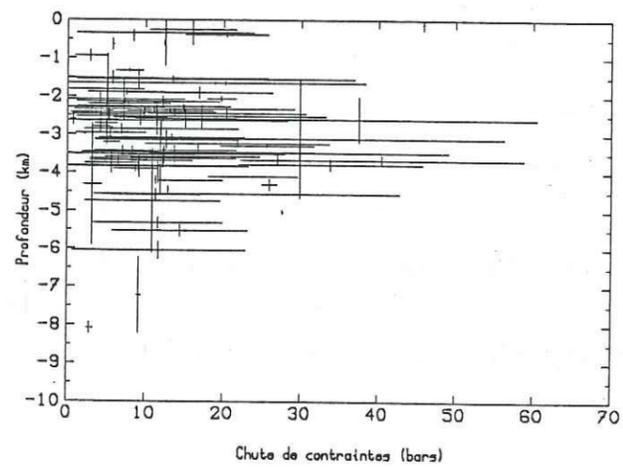
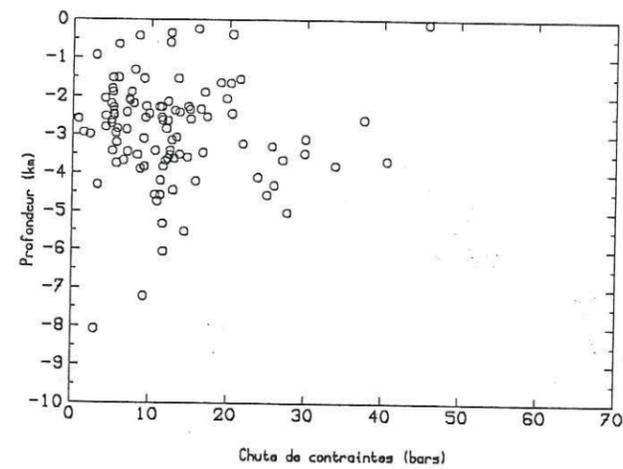
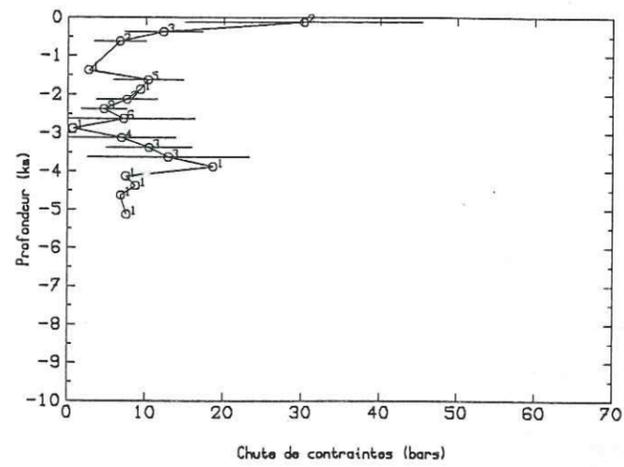


FIG. 4. Three estimates of stress drop plotted versus depth of the earthquake which yielded the stress drop estimate. Dots are stress from  $\sigma_{max}$ , triangles are Brune stress drop, and squares are apparent stress.

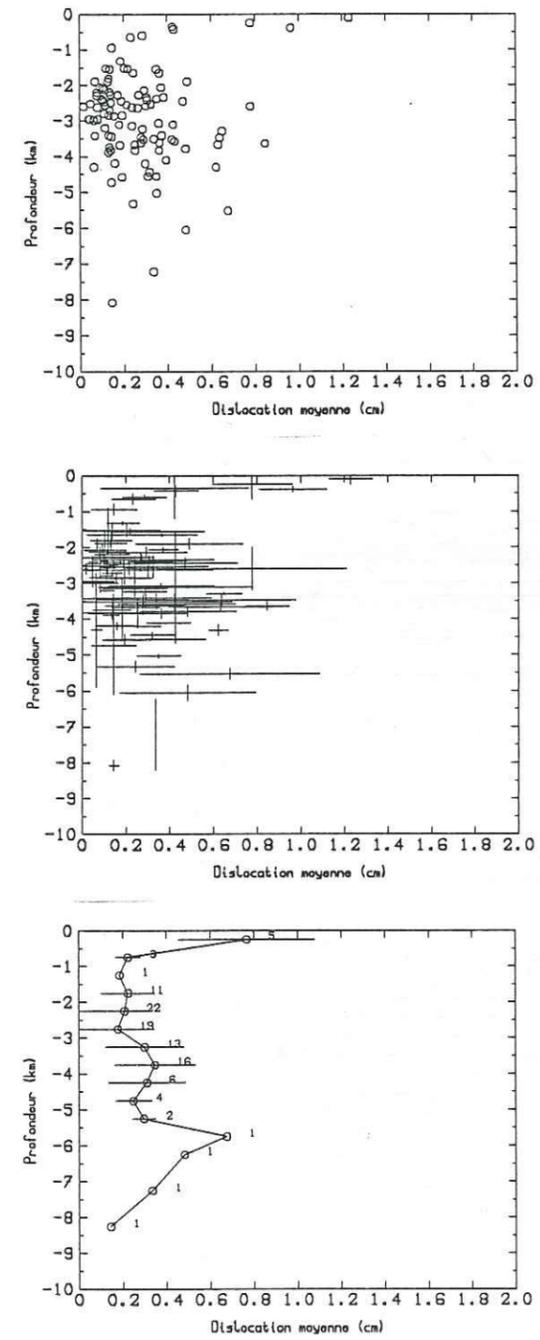
**Figure IV.24:** Même représentation que IV.23, mais pour des séismes induits par le remplissage du barrage de Monticello. Les données présentent une forte décroissance des chutes de contrainte avec la profondeur.  
(d'après Fletcher et al., 1983).



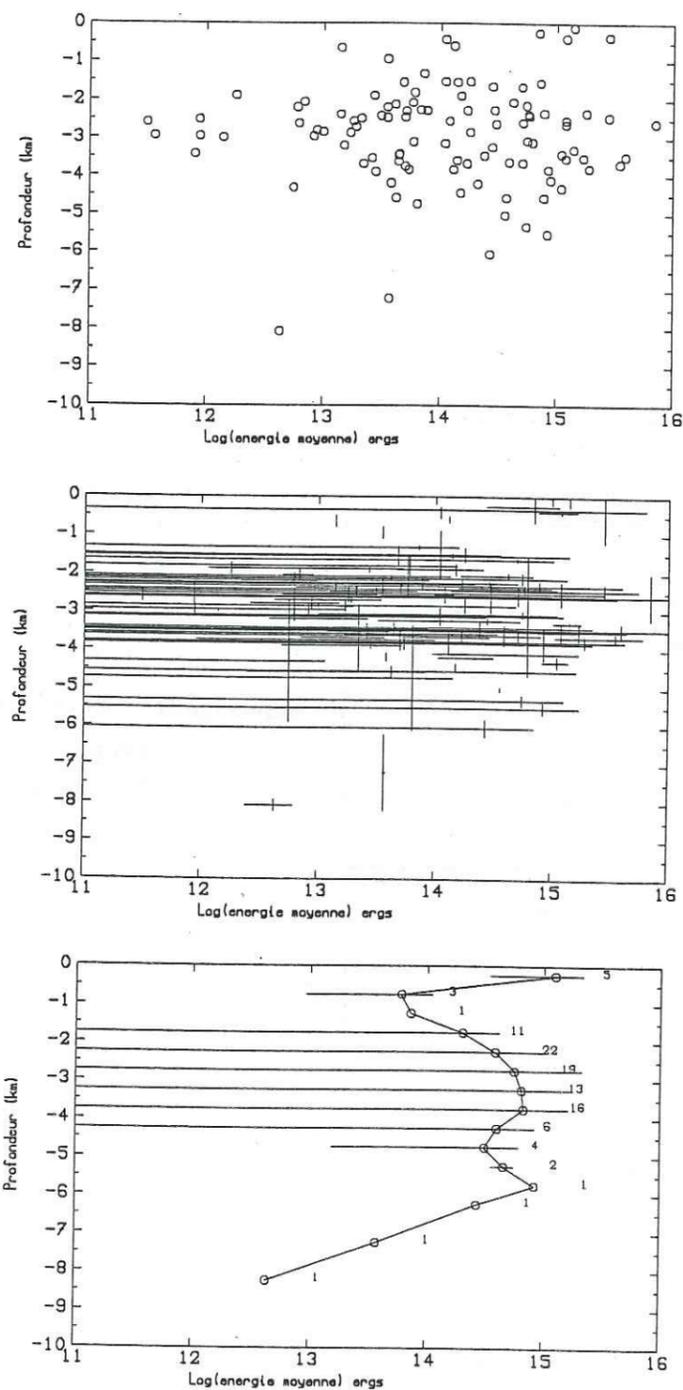
**Figure IV.25 :** Diagrammes chute de contrainte/profondeur  
Présentation identique à celle de la figure IV.19. Le gradient de 4 bars/km est indiqué sur le diagramme du bas.



**Figure IV.26 :** Diagramme des chutes de contrainte en fonction de la profondeur, après correction de l'effet lié à l'augmentation de l'état de contrainte en profondeur. Le gradient adopté est de 4 bars/km.



**Figure IV.27 :** Diagrammes dislocations/profondeur. Présentation identique à celle de la figure IV.19.



**Figure IV.28 :** Diagrammes énergies sismiques/profondeur. Présentation identique à celle de la figure IV.19.

logiquement. Dans le cas de séismes tectoniques la chute de contrainte, représentative de l'état de contrainte du milieu, va augmenter corrélativement avec la contrainte lithostatique. Dans les cas de sismicité induite, l'état de contrainte est perturbé. A Monticello, la perturbation est liée à l'augmentation de la pression de fluide dans les fissures, à la suite de la mise en eau du barrage, dont l'effet est très connu pour agir sur les premières centaines de mètres et s'atténuer ensuite (Zoback et Hickman, 1982, Fletcher, 1982, par exemple). Il est donc logique d'observer des séismes à chute de contrainte maximale à proximité immédiate du "moteur". Suivant ce raisonnement, les séismes de Lacq, beaucoup plus profonds (entre 3 et 6 km) que ceux induits par les barrages devraient montrer les 2 influences: celle de la contrainte lithostatique plus celle liée au moteur, c'est-à-dire le réservoir de gaz. La figure IV.25 présente ces résultats. Le diagramme du haut, indique une augmentation des chutes de contrainte maximales avec la profondeur. Naturellement on retrouve ce fait dans le diagramme des moyennes. On note tout d'abord une décroissance très importante dans le premier kilomètre difficile à interpréter. Puis une augmentation avec la profondeur est visible entre 1 et 2,7 km. A nouveau le "trou" est important à 3 km. Le passage à 3,2 km se traduit par un doublement des valeurs moyennes, qui deviennent ensuite assez stables, la dépendance avec la profondeur étant moins nette. Nous avons alors voulu essayer de corriger l'augmentation liée à l'approfondissement, pour faire ressortir le passage dans le réservoir, dont le sommet est situé à 3,2 km. Nous avons estimé l'augmentation sur les valeurs moyennes (figure IV.25) à:

$$\Delta\sigma(\text{moy}) \approx 4 \text{ bars/km.}$$

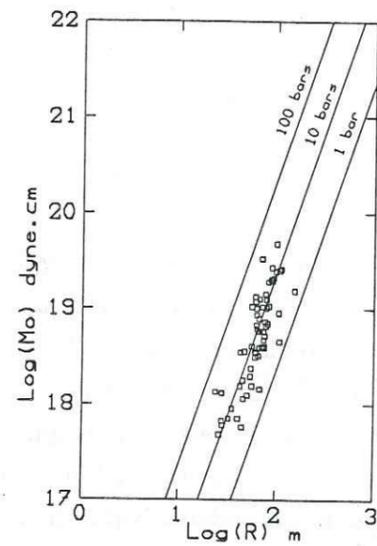
Le résultat de cette correction (figure IV.26) aboutit à mettre encore plus en relief et à affiner ce qui avait déjà été observé. En particulier, une augmentation brutale à 1,5 km, le trou de 3 km et la très forte augmentation entre 3 et 4 km. On peut alors conclure à l'existence d'états de contrainte très différents au sein de la structure, mais seule une étude par niveaux va permettre d'interpréter ces variations.

**\* les dislocations**

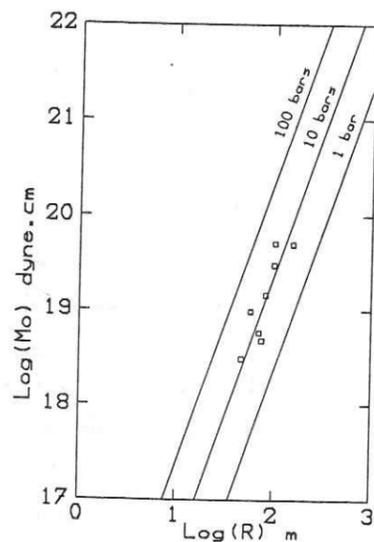
Les dislocations moyennes (figure IV.27) sont totalement indépendantes de la profondeur, bien que les dislocations les plus importantes soient situées entre 2,5 et 4,5 km.

**\* les énergies sismiques**

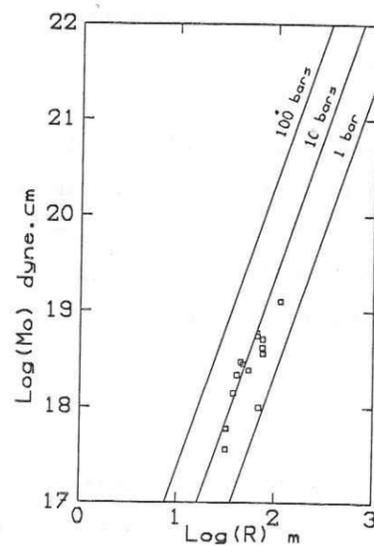
Pour les énergies (figure IV.28) les barres d'incertitude sont impressionnantes



reverse



strike-slip



normal

**Figure IV.29** : Etude de l'influence du mode de rupture sur les paramètres de la source. Les diagrammes représentent les moments en fonction des rayons. Les droites d'égale chute de contrainte sont tracées pour 1, 10 et 100 bars.

du fait de l'échelle logarithmique. Les énergies présentent un maximum tant en valeur moyenne que maximale entre 3 et 4 km de profondeur.

En conclusion, on retiendra de cette étude en fonction de la profondeur que tous les paramètres à la source présentent des valeurs maximales entre 2 et 5 km et décroissent fortement et rapidement en dehors de ces bornes. Ces variations sont d'ailleurs corrélées au nombre de séismes en profondeur (figure IV.18). En affinant ces observations, on caractérise un premier niveau allant de 1,5 à 2,5 km à moments sismiques très importants et chutes de contrainte assez fortes. En-dessous se situe un niveau de 2,5 à 3,2 km environ. Il est mis en évidence par des paramètres de source totalement différents: moments très faibles, rayons petits et chute de contraintes nettement inférieures alors que le nombre de séismes reste important. Enfin, entre 3,2 et 5 km, on retrouve des moments importants, des rayons moyens (70 m) et des chutes de contrainte très importantes (15 bars en moyenne). On met donc en évidence des zones de profondeur dont le comportement à la rupture est très différencié. L'étude en carte (figure IV.20) montre que ces zones sont reliées à des transferts spatiaux de sismicité. En l'absence de connaissance de la géologie, il est donc impossible d'aller plus loin dans l'interprétation de ces résultats.

#### IV.2.d Répartition en fonction du mécanisme de rupture

Ce type d'étude est moins habituel que les précédents car il présuppose une étude des mécanismes aux foyers des événements. Nous profitons ici des résultats de Feignier et Grasso (1988) pour tenter de déterminer l'influence du mode de rupture sur les paramètres de la source.

La distribution cartographique indique très clairement une prédominance des failles inverses, ce fait s'explique très simplement par un contexte en compression lié à la compaction du réservoir. La seule zone à rejouer en failles normales est la zone Ouest qui se trouve très près du top du réservoir (du sommet du dôme) et où la contrainte maximum, radiale par rapport au gisement, est presque verticale (Grasso et Feignier, 1988). C'est cette contrainte qui induit un rejeu des failles en mouvement normal. Les autres familles particulières se situent dans le flanc nord où des failles inverses à composante de décrochement sont observées et dans la complication de l'essai sud où des décrochements purs apparaissent. L'état de contrainte induit par l'exploitation du gisement permet donc suivant la position des failles et leur orientation d'observer les différents modes de rupture dans un milieu

	Etage	Epaisseur	Description des faciès	abréviation
TERTIAIRE	Molasse	100 à 700	Argiles ocre et galets calcaires (formation fluvio-lacustres)	MIOC
	Lutétien	0 à 150	Calcaires gréseux	
	Yprésien - Paléocène	50 à 500	Argiles, marnes et grès argilo-calcaires	EOC
Possibilité d'érosion locale → Cénomaniens				
CRETACE SUPERIEUR	Aturien	100 à 250	Calcaires argileux gris, glauconieux à la base.	STU
	Sénonien inférieur	100 à 250	Calcaires cristallins et calcaires crayeux à argiles verdâtres. Dolomitisation pouvant être importante	
	Turonien - Cénomaniens	130 à 230	Calcaires graveleux gris-beige à débris de mollusques et d'échinodermes	CEN ALA ALB ASU
CRETACE INFÉRIEUR	Albien - Aptien sup.	1500 à 2600	"Albo-aptien" Epaisse série à dominante calcaire. Elle constitue le "récif de Lacq" et passe latéralement à des calcaires marneux et à des marnes dans la partie supérieure de la série.	AIN
	Aptien inférieur	500 à 1400	"Marnes de Ste Suzanne" Marnes gris foncé, gréseuses. Présence de repères calcaires	
Transgression				
CRETACE	Barrémien	30 à 200	"Calcaires supérieurs" Calcaires argileux à annélides. Passages anhydritiques	BAR
		20 à 80	"Arelles du latérolog" Argiles noires schisteuses, anhydritiques au sommet	
		55 à 190	"Calcaires inférieurs" Calcaires argileux brun foncé à annélides. Passages anhydritiques.	
	Néocomien	50 à 220	"Calcaires à algues" Calcaires beiges à Dictyoconus et faune variée abondante; passées de dolomies	
Berriasien - Purbeckien	20 à 120	"Dolomies gréseuses" (GR) Dolomies, argiles et silts	PDM	
Discordance				
JURASSIQUE	Portlandien supérieur	130 à 170	"Dolomies de Mano" Dolomites gris-beige à Ibérines	
	Kimméridgien	400	"Formation de Lons" Ensemble à dominante calcaire comprenant les calcaires à Lituolidae, quelques niveaux marneux et les calcaires de St Martin.	KIM
	Dogger	150 à 200	"Marnes à Ammonites" Marnes gris clair tendres	DOG
	Dogger	150	"Calcaires à filaments" Calcaires cryptocristallins avec quelques niveaux plus marneux	MCD
	Lias	130	"Lias marneux calcaire et dolomitique"	LIAS
	Lias	?	"Lias anhydritique"	

**Tableau IV.1 :** Coupe stratigraphique synthétique du gisement de Lacq. Définition des 14 niveaux géologiques repères.

(adapté de Grasso et al., 1985)

globalement en compression du fait de la compaction du réservoir.

Les diagrammes moment/rayon pour les 3 modes de rupture (figure IV.29) se différencient nettement. Les failles normales se caractérisent par des chutes de contraintes systématiquement inférieures à 10 bars, les décrochements sont centrés sur cette valeur de 10 bars, tandis que les failles inverses couvrent toute la gamme de chutes de contrainte, de 5 à 50 bars. L'analyse de ces diagrammes pourrait donc apporter une conclusion contradictoire avec l'état de contrainte unique qui les induit. Une étude plus détaillée des modes de rupture sera proposée au paragraphe IV.4.d, afin de mettre effectivement en évidence une éventuelle dépendance vis-à-vis de ce facteur.

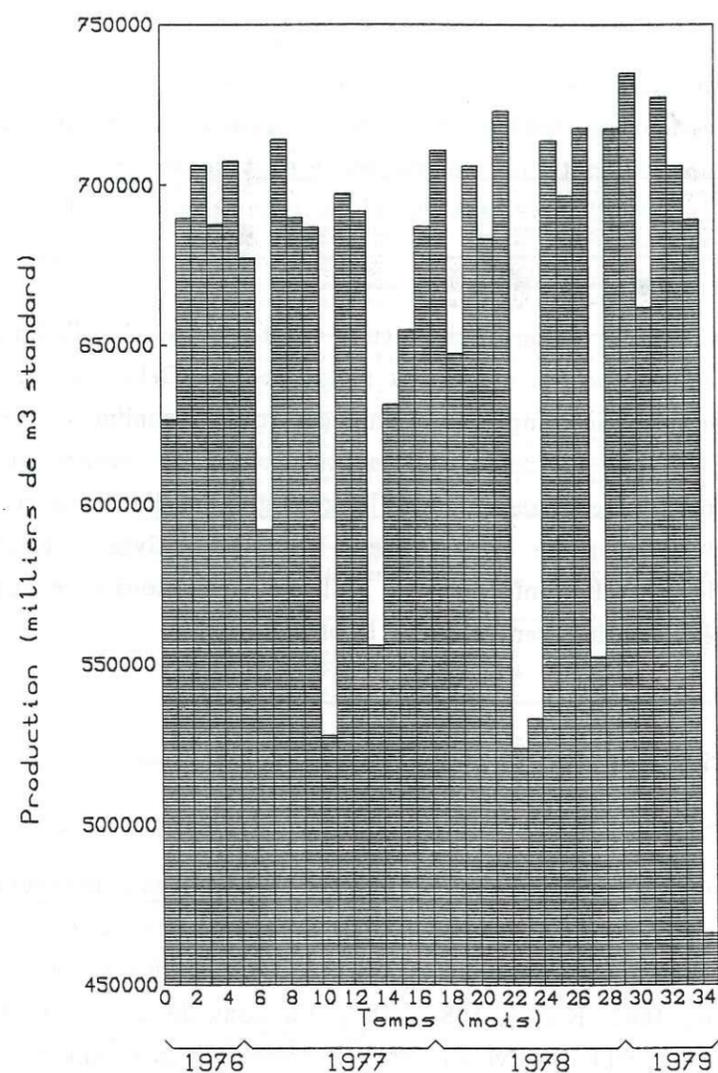
Nous arrivons ici au terme de l'étude spectrale "classique". En fait, beaucoup de questions ont été posées et restent sans réponse. Cela est dû, notamment, à l'existence d'une géologie complexe qui empêche toute assimilation avec un modèle à couches planes et, par extension, qui montre toutes les erreurs qui peuvent être commises lorsque, ne connaissant pas la géologie, on l'assimile à une structure dépendant exclusivement de la profondeur. Pour poursuivre l'interprétation, nous avons besoin de nouvelles informations. Celles-ci vont nous être apportées par la connaissance détaillée du gisement et de la production.

### IV.3 Description fine du site et de la production

Nous allons donc aborder maintenant les paragraphes concernant l'information inhérente au fait d'une sismicité induite par un gisement de gaz. C'est-à-dire, d'une part une bonne connaissance du site: de nombreux profils sismiques traversent le champ (Blanché, 1980, Kothé, 1981), 70 puits dont 38 atteignent le gisement de Lacq profond, un profil de nivellement à l'aplomb du gisement et d'autre part la connaissance du moteur de la sismicité ou tout au moins de l'étincelle qui fit démarrer ce moteur: la production de gaz.

#### IV.3.a Définition des niveaux géologiques

Pour aller plus loin dans la compréhension de la sismicité, nous allons maintenant étudier la répartition des événements sismiques en fonction des



**Figure IV.30** : Histogramme de la production mensuelle de gaz à Lacq durant la période concernée par l'étude.

différents niveaux géologiques. Ces niveaux ont été définis sur des critères stratigraphiques relevés lors des forages. Ainsi, le site de Lacq a pu être divisé en 14 niveaux distincts (Grasso et al., 1985). Ils sont détaillés dans le tableau IV.1. A partir des côtes des niveaux relevés dans tous les puits, 70 au total dont 38 atteignent le réservoir de Lacq profond, une interpolation tridimensionnelle est faite, permettant ainsi de représenter les limites de chaque niveau. On dispose donc d'une image tridimensionnelle de la structure niveau par niveau (figure IV.1).

D'autre part, il a fallu attribuer aux séismes une "appartenance" géologique. La localisation de chaque séisme a donc été repérée par rapport aux niveaux géologiques précédemment définis. L'attribution se fait alors selon un critère statistique reposant sur une distribution triangulaire des probabilités en fonction de l'incertitude de la localisation en profondeur. La probabilité d'avoir un séisme dans une couche donnée est proportionnelle à la surface du triangle dans cette couche (Grasso et al., 1985). Logiquement, les séismes situés à proximité d'un interface auront des appartenances beaucoup moins bien définies que les autres événements. Dans la suite de l'étude, 2 valeurs de probabilité seront utilisées. Dans un premier temps nous n'utiliserons que les séismes localisés dans une couche avec plus de 50% de probabilité et dans un deuxième temps, afin d'aller plus loin dans l'interprétation des données, seuls les séismes possédant une probabilité supérieure à 80% seront conservés.

#### IV.3.b Production du gisement

La production de gaz du champ de Lacq présente 3 phases bien distinctes. La première voit une constante augmentation de 1957 à 1967, la deuxième phase est celle de la stabilisation, et s'étend de 1967 à 1979, autour de  $8 \cdot 10^9$  m<sup>3</sup> de gaz standard par année. La troisième phase, depuis 1979, montre une lente décroissance de la production chaque année.

Nous disposons des données mensuelles de production pour la période 1976-1979 (Figure IV.30). La grande variabilité des valeurs est due aux indispensables travaux de maintenance qui obligent parfois à fermer momentanément un puits. On ne peut distinguer de tendance dans l'évolution mensuelle de la production et la moyenne se situe autour de  $7 \cdot 10^6$  m<sup>3</sup>/mois. La conséquence directe de la production est la chute de pression au sein du réservoir: on peut l'estimer à plus de 50 MPa depuis le début de l'exploitation (1957). La chute de pression est de l'ordre de 6 MPa pour la période

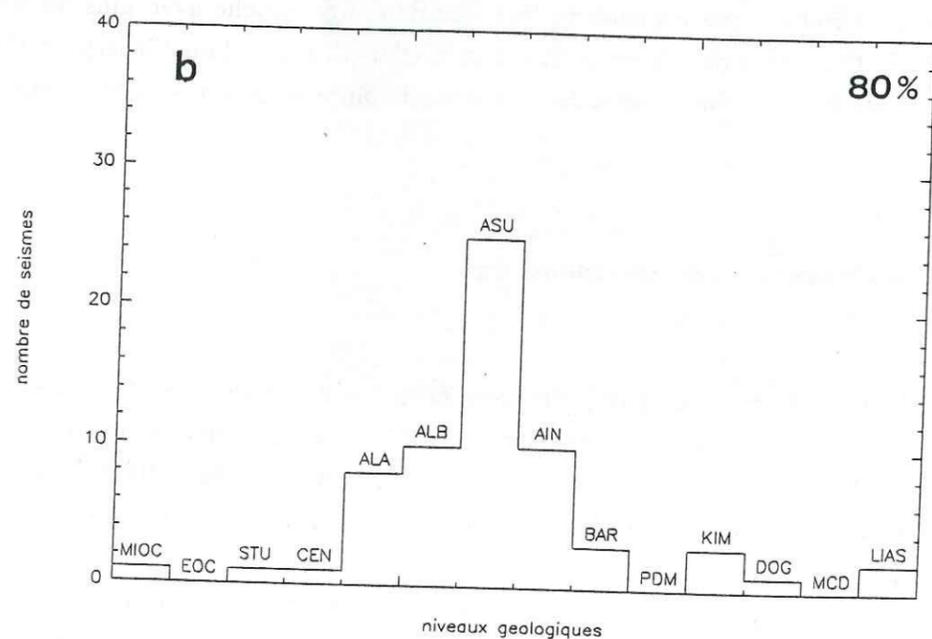
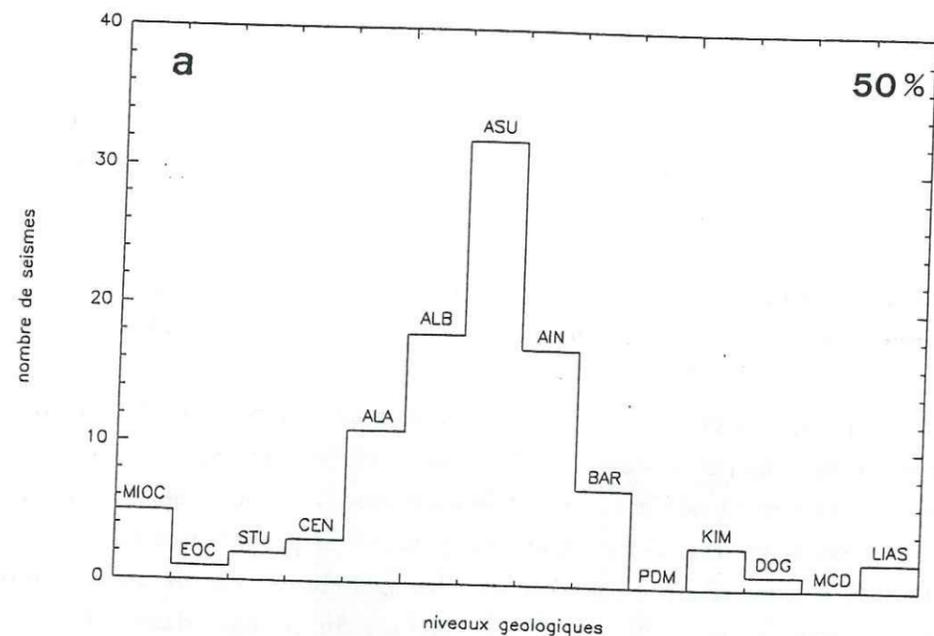


Figure IV.31 : Histogrammes de répartition de la sismicité par niveau entre août 1976 et juin 1979.

a) échantillon de données localisées dans un niveau avec + de 50% de probabilité

b) échantillon de données localisées dans un niveau avec + de 80% de probabilité

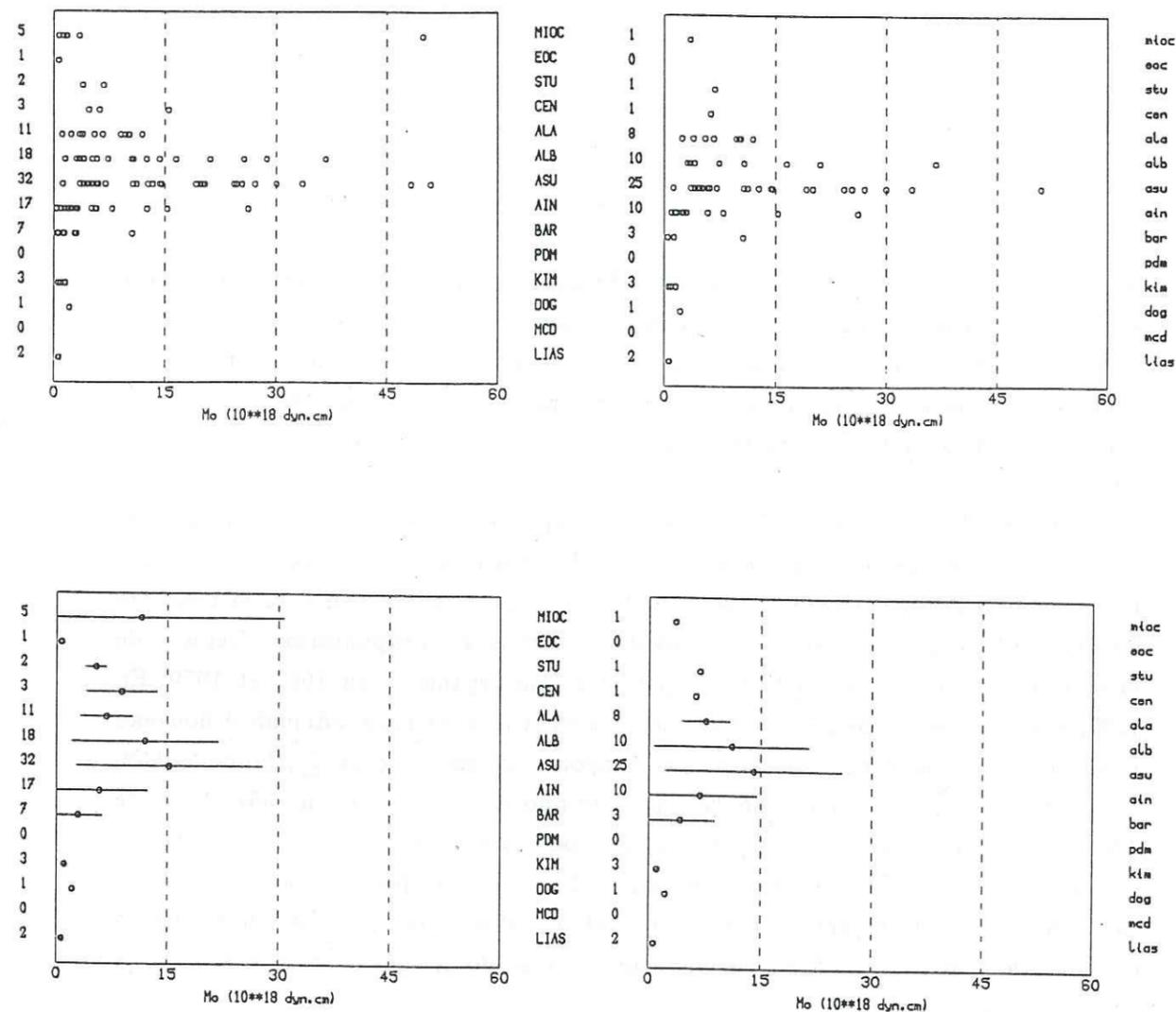
de Août 1976 à Juin 1979. Cette valeur, mesurée dans quelques puits, peut être étendue à tout le gisement car celui-ci est réputé pour son excellente drainabilité, c'est-à-dire qu'il n'existe pas de zone restant en surpression vis-à-vis du reste du gisement (Jenner et Diennesch, 1965, Houpeurt, 1977).

En 1975, tout d'abord pour évacuer ses eaux usées puis pour éviter une trop rapide déplétion du gisement, la SNEA(P) a entrepris d'injecter de l'eau dans le réservoir de gaz. Ces injections, qui ont subi quelques fluctuations lors de leur mise en œuvre (fin 1975-début 1976) se font maintenant à un débit quasiment constant de l'ordre de 900 m<sup>3</sup>/jour (Taussac, 1980). Non seulement ce débit ne compense pas l'effet de l'exploitation, mais on peut même dire qu'il est négligeable vis-à-vis des volumes soutirés, donc la déplétion du gisement se poursuit (Grasso et Wittlinger, 1988).

Enfin, la dernière conséquence de l'exploitation est une subsidence des terrains situés à l'aplomb du gisement. Un profil de nivellement de précision, suivant la ligne de chemin de fer qui traverse le champ de Lacq, a été levé pour la première fois en 1887 par l'IGN, donc bien avant le début de l'exploitation. Depuis, de nouvelles mesures ont été effectuées par le même organisme en 1967 et 1979; En 1967, une subsidence de 2,5 cm était mesurée et le levé de 1979 indiquait à nouveau une subsidence de l'ordre de 3 cm par rapport aux cotes de 1967 (Rapport IGN, 1979). Sachant que l'exploitation de Lacq profond n'a débuté qu'en 1957 et que le gisement de Lacq supérieur n'a pas subi de modification de pression (du fait de son contact avec un aquifère) et donc ne peut être tenu pour responsable de la subsidence, une interprétation possible est de dire que la subsidence, liée à l'exploitation de Lacq profond, se fait à une vitesse de 2,5 cm pour 10 ans, soit 2,5 mm/an (Grasso et al., 1985).

#### IV.4 Etude détaillée des ruptures

Commençons par étudier la répartition de la sismicité par étage. Les histogrammes a et b de la figure IV.31 représentent les répartitions des séismes par niveau, pour 50% et 80% de probabilité d'appartenance à ce niveau. Dans les 2 cas, on remarque que les 3 entités principales du gisement: le récif Albo-Aptien (ALA, ALB, ASU), les marnes de Sainte-Suzanne (AIN) et le sommet du réservoir de gaz (BAR), concentrent respectivement 83% et 86% de la sismicité totale. Cette observation est donc une constante quelle que soit la finesse de l'échelle d'étude. Nous nous intéresserons particulièrement à ces 3 entités, qui sont les seules à



**Figure IV.32 :** Diagrammes des moments sismiques par niveau. La colonne de gauche présente les données à 50% de probabilité, celle de droite les données à 80% de probabilité. La ligne du haut montre le jeu de données brut, celle du bas les moyennes par niveau et les écart-types correspondants. Pour chaque diagramme, la colonne à gauche indique le nombre de séismes localisé dans le niveau. La colonne de droite indique le nom du niveau (correspondance géologique donnée dans le Tableau IV.1). Les niveaux sont présentés dans leur ordre stratigraphique, du plus superficiel (MIOC), au plus profond (LIAS).

posséder une sismicité suffisante pour permettre une étude détaillée. D'autre part, une des caractéristiques majeures de la répartition de la sismicité est sa très forte dissymétrie par rapport au réservoir, moteur de cette sismicité. Cette répartition quantitative traduit donc des réponses très différentes des structures selon leur position vis à vis du réservoir. Voyons ce qu'il en est au niveau des paramètres de la source.

#### IV.4.a Evolution des paramètres de source par niveau géologique

Les figures des paramètres de la source en fonction des étages sont présentées sous la forme de 4 diagrammes. La colonne de gauche utilisant les données à 50% de probabilité, celle de droite à 80%. Les diagrammes du haut montrent l'ensemble des valeurs, ceux du bas les moyennes et les écart-types pour chaque niveau.

##### \* les moments sismiques

Pour les moments (figure IV.32), les diagrammes sont d'une grande simplicité autant à 50% qu'à 80%, ils montrent une augmentation constante des moments maximaux et moyens jusqu'à la base du récif (ASU), puis ils décroissent tout aussi nettement en-dessous de ce niveau. On mesure ainsi la prépondérance de la base du récif, qui concentre à la fois le plus grand nombre de séismes et les séismes les plus importants. En terme de moment, la dissymétrie entre au-dessus et au-dessous du réservoir apparait donc aussi très nettement. Il faut en plus noter que les valeurs de moment sont très dispersées, chaque étage n'étant caractérisé que par sa valeur maximale. Les écart-types sont donc très importants et les variations d'un étage à l'autre paraissent assez continues.

##### \* les rayons des sources

Pour les rayons, les diagrammes de la figure IV.33 sont très cohérents. Les valeurs, pour les séismes dont la probabilité d'appartenir à une couche est de 80%, confirmant et affinant celles obtenues pour les séismes à probabilité égale à 50%. Les rayons présentent une répartition assez régulière au-dessus du réservoir entre 50 et 120 m. Le passage du réservoir (BAR) est corrélé à une diminution très importante des rayons des sources puisqu'ils deviennent alors compris entre 25 et 50 m. Les erreurs sur les rayons étant de l'ordre de 15%, ces résultats sont tout à fait significatifs. De plus, cette différence de taille de sources entre les niveaux situés au-dessus du réservoir et situés dans et au-dessous du réservoir, est indiscutable car

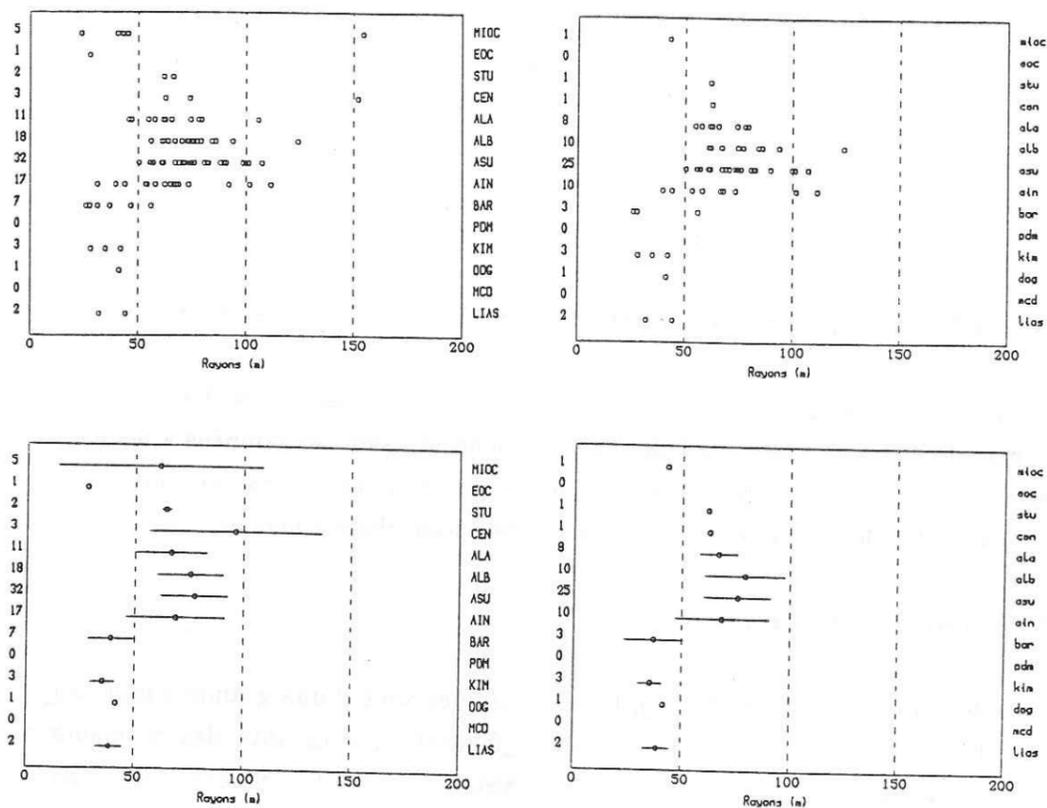


Figure IV.33 : Diagrammes rayons/niveaux géologiques. Présentation identique à celle de la figure IV.32.

elle apparaît aussi bien sur les maxima que sur les minima et les moyennes. Nous pouvons également rappeler qu'une éventuelle mauvaise correction de l'atténuation anélastique, liée par exemple à une très forte baisse du facteur de qualité, se traduirait par l'effet inverse, à savoir une baisse des fréquences de coupure et donc une augmentation des tailles de sources. Il n'existe donc pas d'artifice pouvant expliquer un tel résultat. Deux interprétations peuvent être proposées: soit cette brusque diminution de la taille des rayons est liée au changement de l'épaisseur des bancs car on sait en effet que le réservoir est constitué d'un empilement de petits bancs (Barreyre et Mollier, 1973, Houpeurt, 1977), soit la préfracturation du réservoir est fondamentalement différente de celle de niveaux sus-jacents. En fait, ces 2 explications peuvent très bien être liées, la seconde dépendant de la première.

\* les chutes de contrainte

Les chutes de contrainte ont un aspect apparemment plus difficile à interpréter (figure IV.34). De plus, nous avons vu que l'écart-type moyen sur chaque donnée est de l'ordre de 60%, ce qui limite l'interprétation des oscillations. En raisonnant sur les moyennes à 50%, on note une augmentation en fonction de l'enfouissement (du Miocène au Lias). Le fait le plus marqué est le comportement anormal des marnes, dont les chutes de contrainte sont très nettement inférieures à celles des autres niveaux. En affinant avec les données à 80%, le fait le plus marqué devient alors le passage des marnes (AIN) au réservoir (BAR) souligné par une très forte augmentation (il existe un facteur 3 entre les 2 moyennes). L'analyse générale de ces données caractérise donc le comportement des 3 entités les plus sismiques, puisque les faits les plus significatifs sont le passage récif (ASU)-marnes (AIN) et le passage marnes (AIN)-réservoir (BAR). Les chutes de contrainte semblent donc dépendre fortement du contexte géologique où les séismes ont lieu. Tout en étant conscients d'être à la limite de la fiabilité des données, nous avons voulu pousser à fond cette logique d'une caractérisation en fonction des niveaux. Nous avons alors profité des essais de mécanique des roches de Grasso et al. (1985) pour corréliser les chutes de contrainte maximales aux résistances à la compression (essais uniaxiaux) de ces mêmes niveaux. La cohérence des 2 courbes est troublante (figure IV.35) et malgré des incertitudes importantes, les écarts entre ASU, AIN et BAR sont significatifs. Ceci nous pousse à interpréter les chutes de contrainte maximales observables dans un niveau comme des fonctions de la capacité du niveau à "encaisser" de forts états de contrainte. Plus son seuil de rupture est élevé, plus il pourra emmagasiner un niveau de contrainte élevé et donc plus les contraintes libérées lors d'un séisme, qui sont proportionnelles à l'état de contrainte du milieu (McGarr, 1984), seront

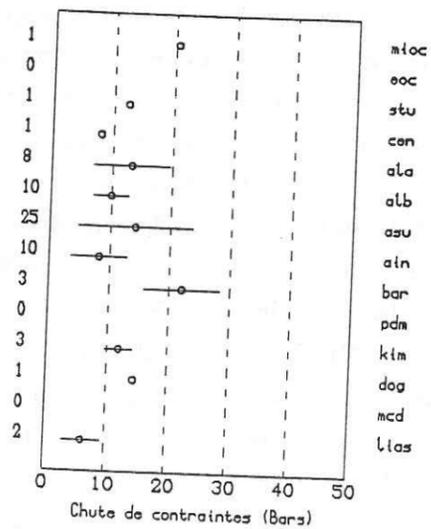
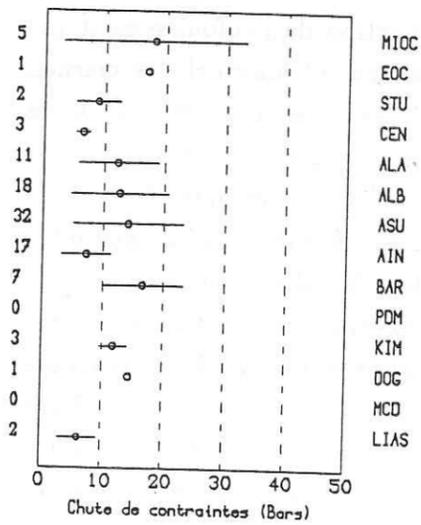
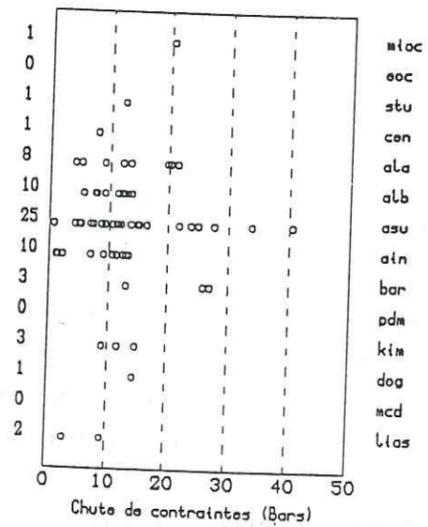
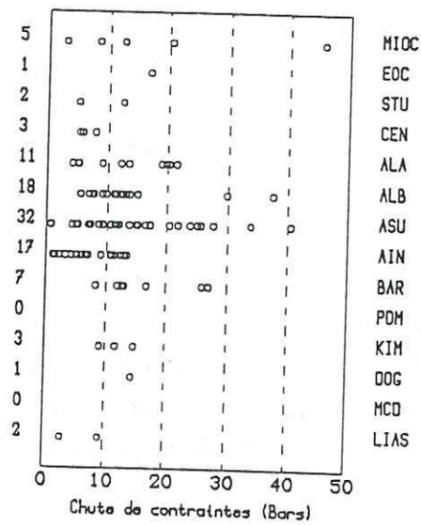


Figure IV.34 : Diagrammes chutes de contrainte/niveaux géologiques. Présentation identique à celle de la figure IV.32.

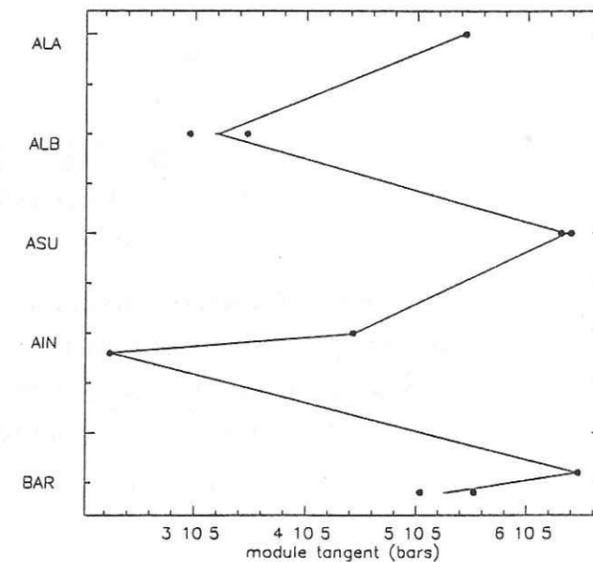
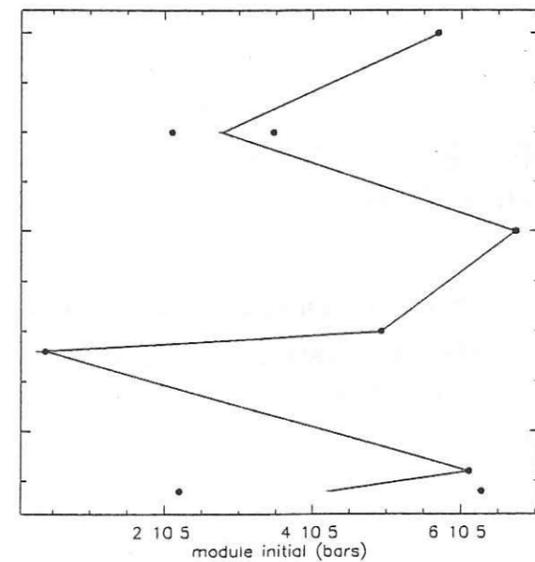
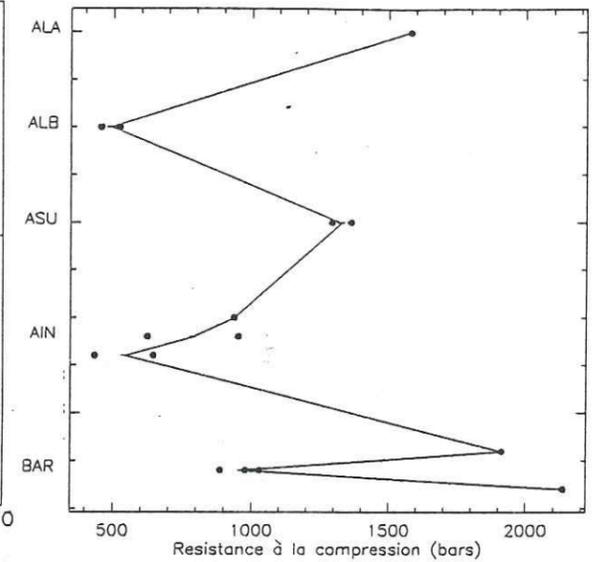
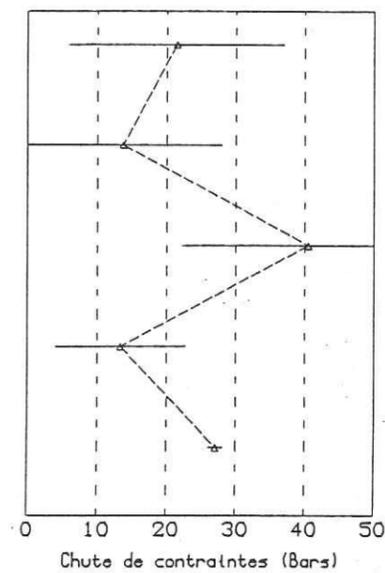
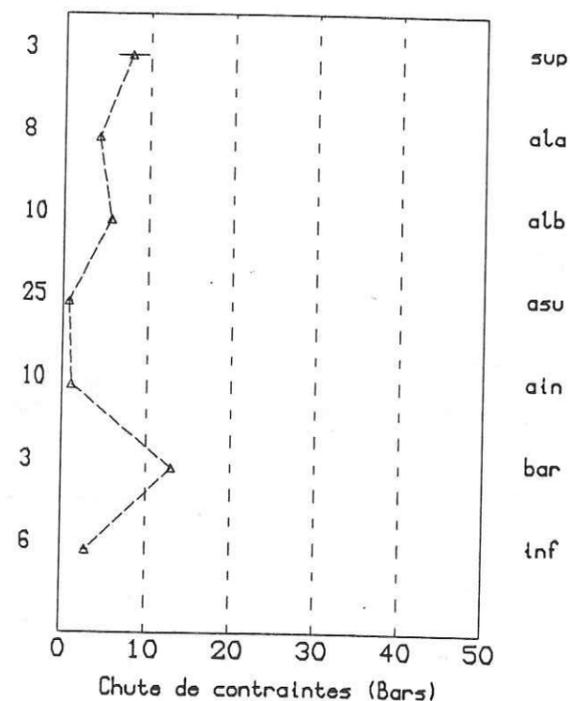


Figure IV.35 : Comparaison des chutes de contrainte maximum observées dans les 5 niveaux les plus sismiques et leurs incertitudes (en haut, à gauche), avec leurs résistances à la rupture en compression simple (en haut, à droite) et leurs modules d'élasticité initial (en bas, à gauche) et tangent (en bas, à droite), déduits d'essais de mécanique des roches (Grasso et al., 1985). Chaque symbole correspond à une mesure. La différence de hauteur pour le positionnement des symboles dans un même niveau correspond à des essais pour des profondeurs différentes. Les symboles situés à une même hauteur représentent des essais sur échantillons provenant d'une même carotte. Le trait continu relie les valeurs moyennes.



**Figure IV.36 :** Représentation des chutes de contraintes minimales et de leurs incertitudes respectives pour les 5 niveaux les plus sismiques (ALA, ALB, ASU, AIN, BAR) d'une part, et des niveaux situés au-dessus du récif (sup) ou au-dessous du réservoir (inf) d'autre part.

importantes. Il faut néanmoins reconnaître que les valeurs des modules d'élasticité tangent et initial de chaque niveau présentent les mêmes variations que la résistance en compression simple. Il ne peut donc être question ici de déterminer une dépendance exclusive de tel ou tel paramètre, qui serait de toutes façons impossible puisque nous travaillons en relatif et non en absolu. Le seul résultat sûr et important est la démonstration, sans ambiguïté, d'une dépendance des chutes de contrainte des séismes en fonction des caractéristiques mécaniques du milieu. D'autre part, nous pouvons affirmer que ce lien masque l'effet éventuel de la proximité du moteur (le réservoir), ce qui différencie nos résultats de ceux obtenus par Fletcher et al. (1980) sur les séismes induits par le barrage de Monticello. Pour faire une démonstration vraiment rigoureuse, nous devrions utiliser les essais triaxiaux effectués (Grasso et al, 1985), estimer à chaque séisme la pression de confinement en fonction de la profondeur du séisme, et corrélérer les chutes de contrainte maximales aux contraintes à la rupture ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ). Malheureusement, notre jeu de données est trop pauvre pour nous permettre d'aller aussi loin dans le détail, mais cela représente certainement un terrain de jeu prometteur ...

De même, les valeurs minimales des chutes de contrainte pour chaque niveau, portées sur la figure IV.36 peuvent donner une indication sur l'état de contrainte minimal dans chaque couche. Dans cette figure, les niveaux situés au-dessus du récif (MIOC, EOC, STU, CEN) ont été regroupés dans un ensemble appelé "sup" et les niveaux situés sous le réservoir (KIM, MCD, DOG, LIAS) dans un ensemble appelé "inf". Pour les chutes de contrainte minimales les incertitudes sont très limitées, donnant des valeurs significatives. A nouveau, on peut remarquer que le passage des marnes au réservoir est souligné par une forte augmentation des chutes de contrainte minimales (de l'ordre de 10 bars tant à 50% qu'à 80%). Cela traduit le renforcement du milieu, lié à l'extraction de fluide et donc à sa compaction. Les chutes de contrainte minimales décroissent à nouveau pour les niveaux situés au-dessous du réservoir. Les moyennes que nous avons utilisé initialement pour mettre en évidence les différents comportements pour chaque niveau, cumulent ces 2 effets, celui de l'état de contrainte maximal (lié à la résistance maximale en compression) et celui de l'état de contrainte minimal que l'on peut trouver dans la couche.

D'autre part la figure IV.37 présente les chutes de contrainte par niveau en fonction de la profondeur. On s'affranchit ainsi de la dépendance des chutes de contrainte en fonction du comportement de chaque niveau. Les résultats ne sont pas très faciles à interpréter, du fait du faible nombre de séismes par niveaux. La principale conclusion pouvant être qu'il n'existe pas de dépendance évidente en fonction de la profondeur à l'intérieur de chaque niveau et que si cette dépendance existe, elle est du second ordre par rapport au comportement mécanique du niveau.

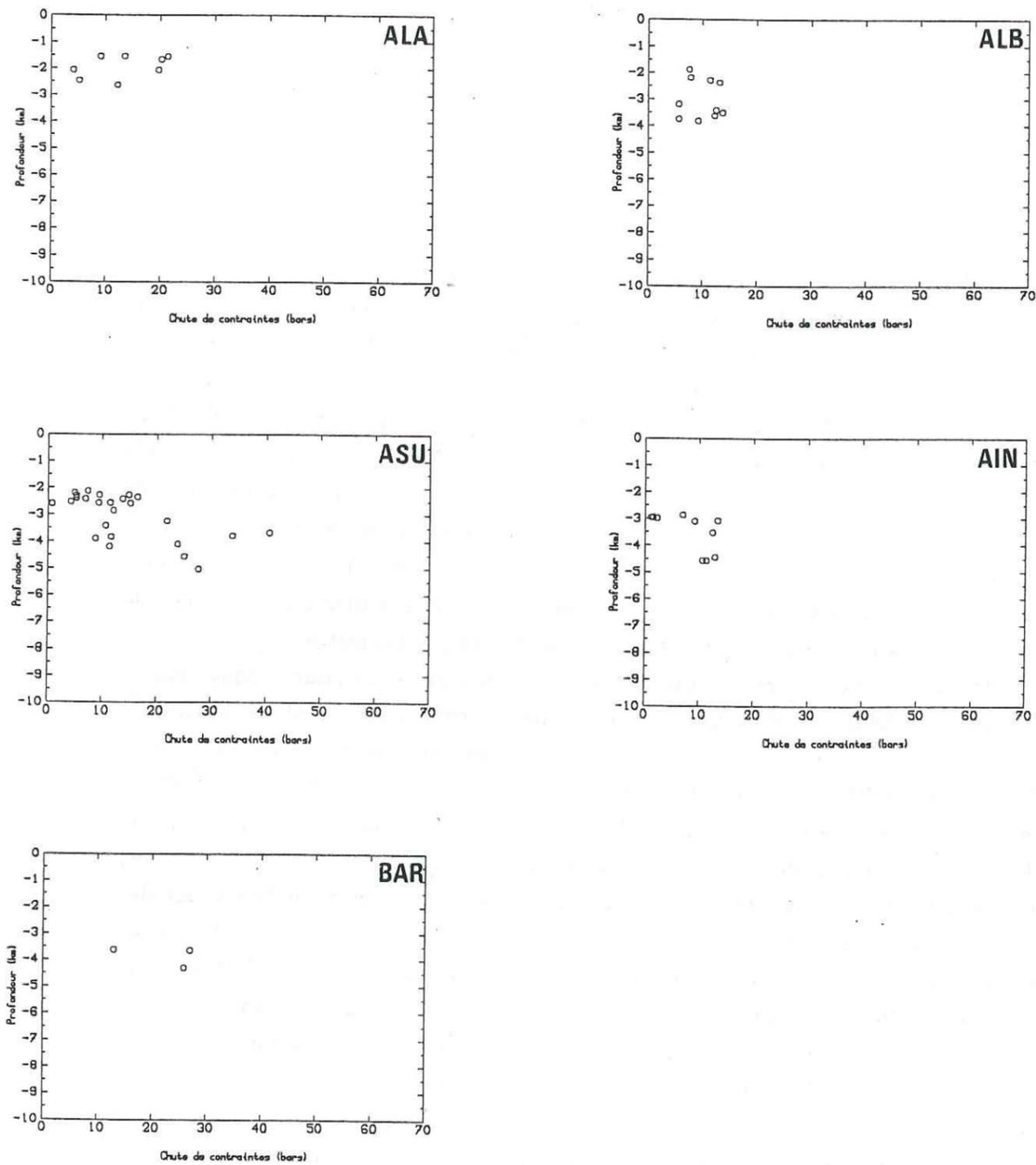


Figure IV.37 : Etude des chutes de contrainte en fonction de la profondeur à l'intérieur des 5 niveaux les plus sismiques. Ne sont utilisées que les données localisées à plus de 80% de probabilité dans un niveau.

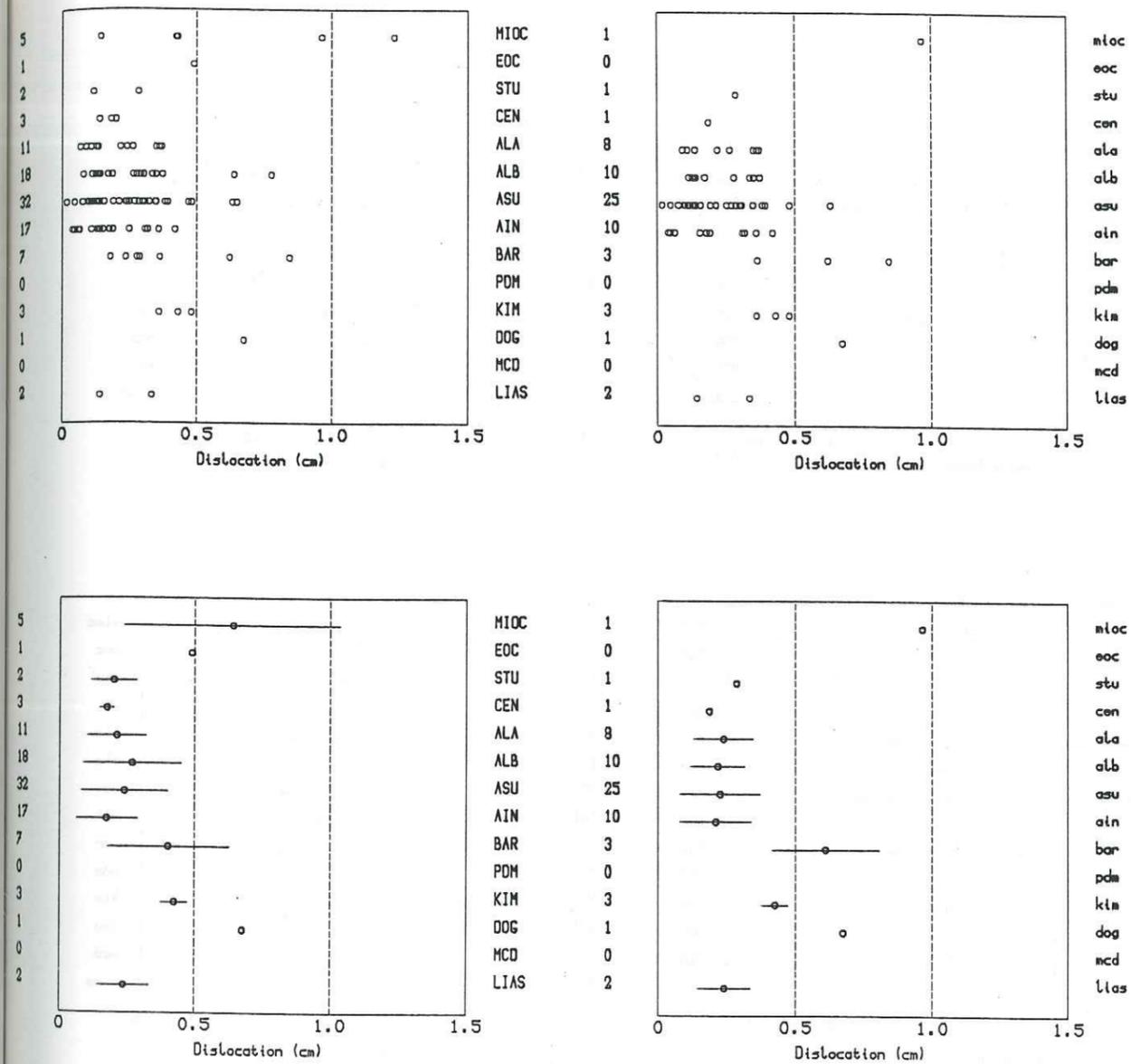


Figure IV.38 : Diagrammes dislocations/niveaux géologiques. Présentation identique à celle de la figure IV.32.

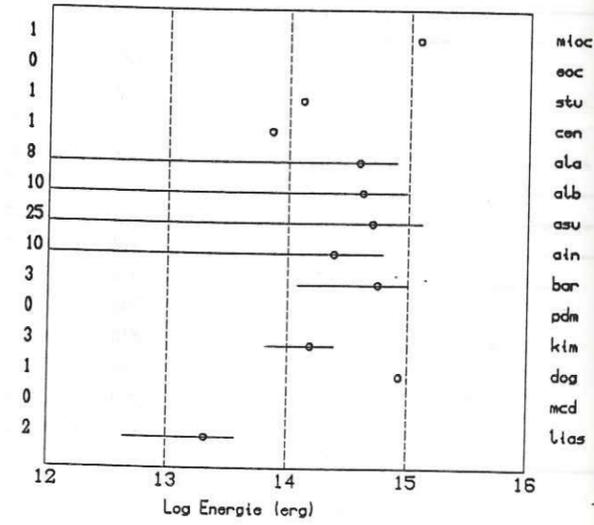
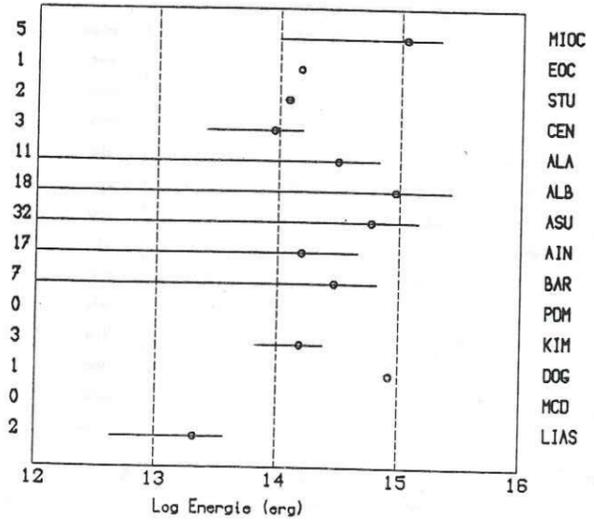
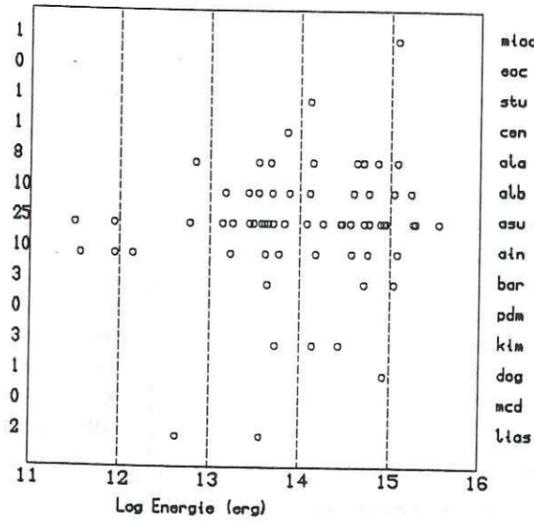
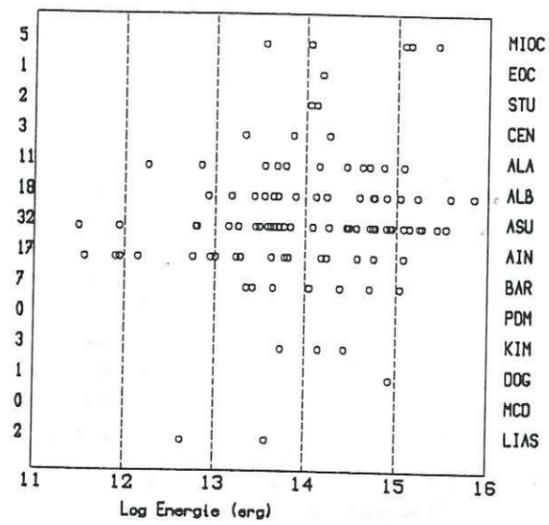


Figure IV.39 : Diagrammes énergies simiques/niveaux géologiques. Présentation identique à celle de la figure IV.32.

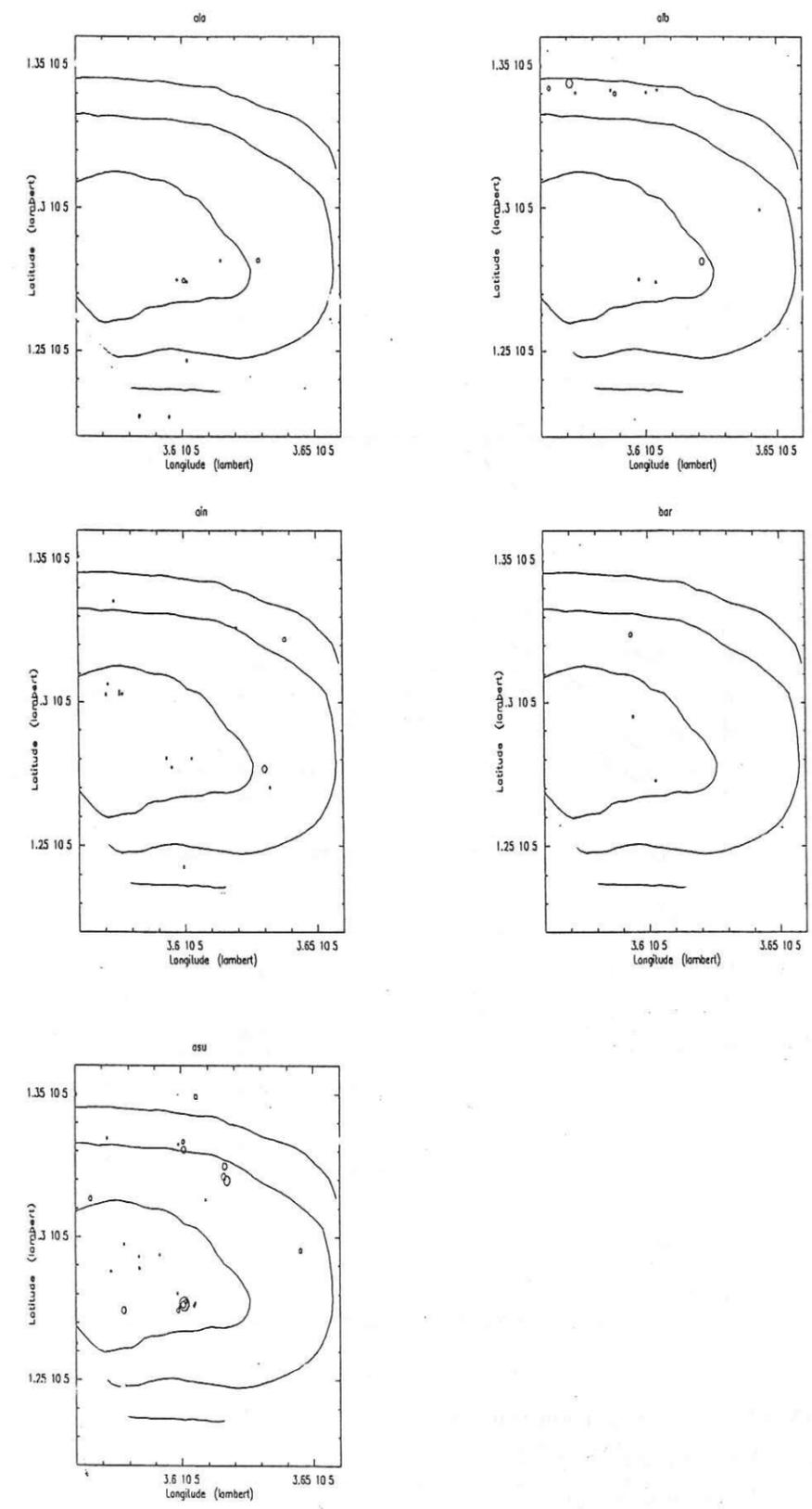


Figure IV.40 : Répartition cartographique de la sismicité par étage. Le nom de chaque étage est noté au-dessus des cartes. Comme repère, les isobathes du dôme sont indiquées pour le niveau du toit du réservoir.

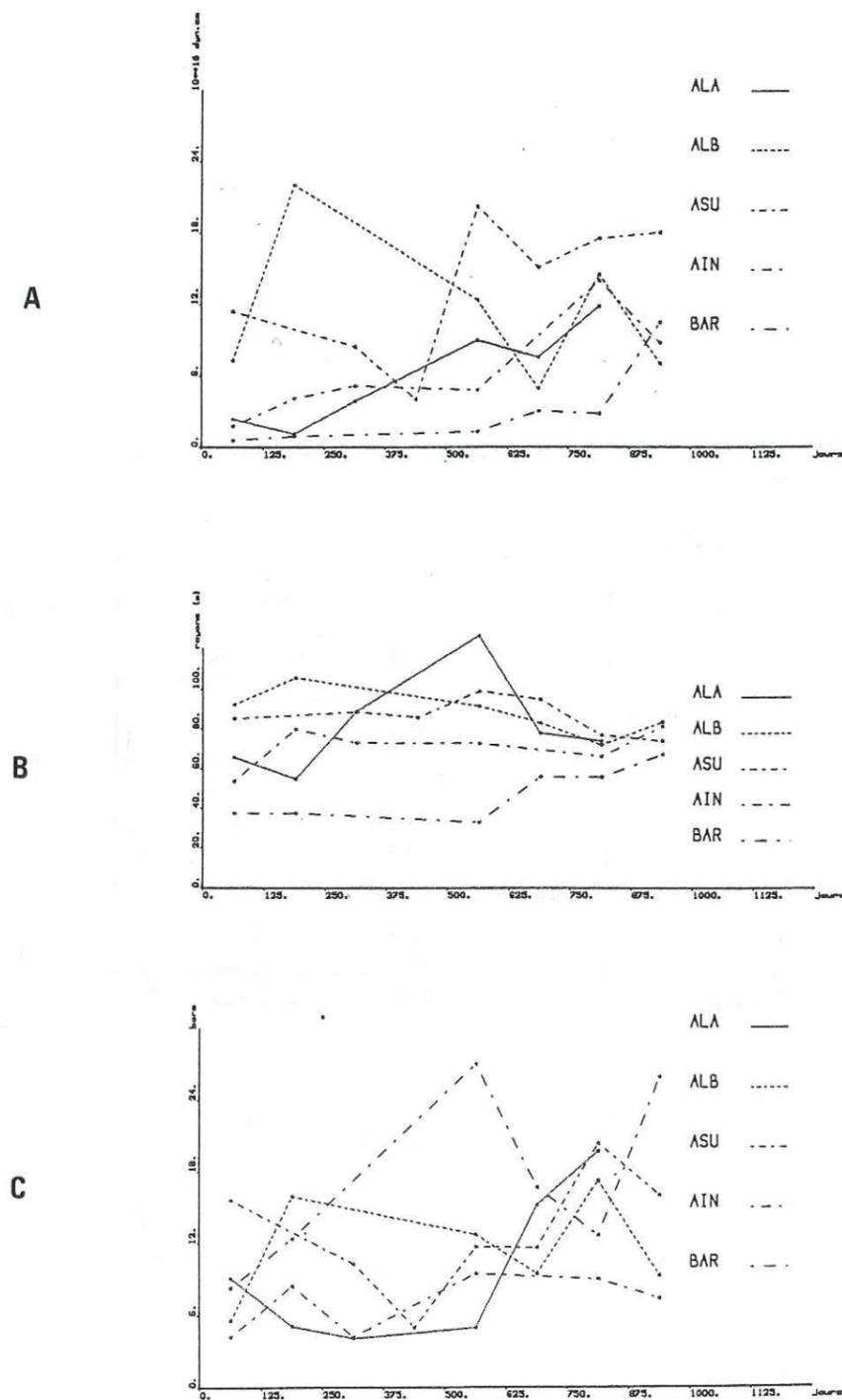


Figure IV.41 : Représentation temporelle des niveaux les plus sismiques.

- a) en fonction des moments
- b) en fonction des rayons
- c) en fonction des chutes de contraintes

#### \* les dislocations

L'étude des dislocations par niveau tant à 50% qu'à 80% montre un comportement très différencié du réservoir par rapport aux niveaux situés au-dessus (figure IV.38). Cette remarque est vérifiée pour les minima, les moyennes et même les maxima à 80%, les valeurs numériques faisant plus que doubler (0,2 à 0,6 cm pour les moyennes). Nous avons vu que les chutes de contraintes minimales indiquent un renforcement de la matrice rocheuse dans le réservoir, les dislocations montrent que c'est là aussi que se font les déplacements sismiques maximaux.

#### \* les énergies sismiques

Cette étude par niveau, appliqué aux énergies sismiques libérées, ne présente pas de caractéristique particulière (figure IV.39). Les énergies sismiques sont donc indépendantes des niveaux où la rupture se localise.

#### IV.4.b Etude cartographique par niveau géologique

Nous voyons tout d'abord, figure IV.40 qu'il n'existe pas de répartition spatiale en fonction des étages. Nous pouvons donc confirmer ce résultat issu des mécanismes aux foyers, la localisation des séismes ne dépend que de l'existence de discontinuités préexistantes. Si, par exemple, une faille traverse plusieurs couches, toutes les couches peuvent être affectées par la sismicité. La concentration des événements à moment sismique important dans les niveaux ASU et ALB avait déjà été observée sur les histogrammes de la figure IV.32.

#### IV.4.c Etude temporelle par niveau géologique

L'analyse temporelle par niveaux des moments et des rayons est présentée figure IV.41. Seuls les niveaux les plus actifs sismiquement sont représentés, les autres couches ne permettant pas un suivi continu dans le temps. Pour cette étude temporelle, des moyennes par blocs de 125 jours sont utilisées. L'analyse des moments ne semble pas donner de renseignements particuliers, l'allure des courbes étant trop chahutée pour en tirer une tendance quelconque. Par contre, le diagramme rayons/temps est plus simple, les rayons étant beaucoup plus stables. Sur ce diagramme, on observe un net changement de comportement à partir du 500<sup>ème</sup> jour. Il est marqué par un rapprochement des courbes de chaque étage.

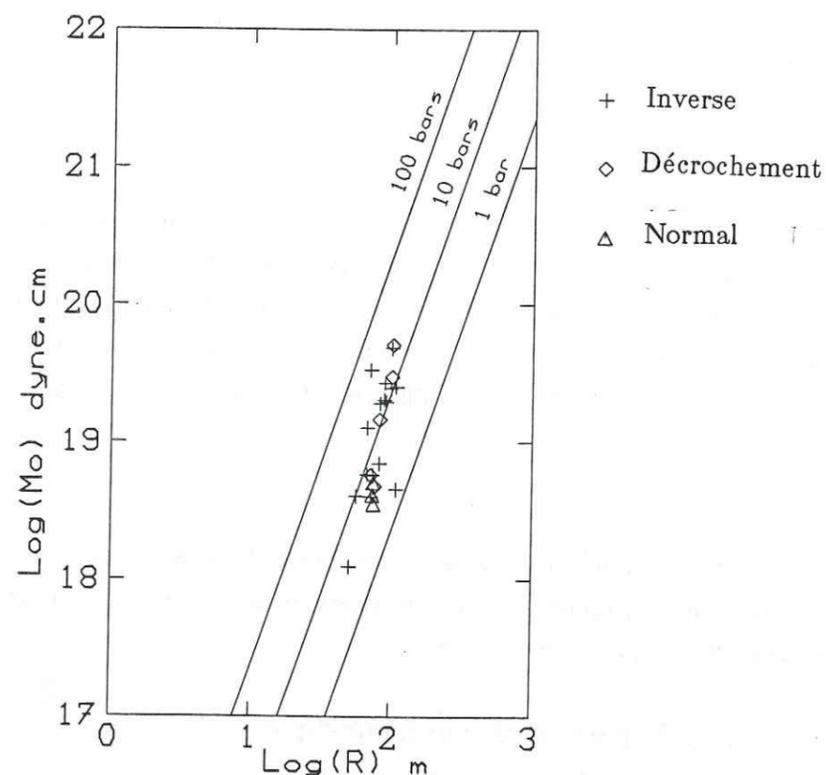


Figure IV.42 : Même diagramme que figure IV.29, en ne conservant que les séismes localisés à l'intérieur du niveau ASU (le plus sismique) avec 80% de probabilité.

C'est-à-dire que si en 1976-1977, chaque étage répondait d'une façon qui lui était propre et caractéristique du milieu: 100 m dans le récif, 60 à 80 m dans les marnes et 40 m dans le réservoir; par contre, à partir de 1978, les réponses s'homogénéisent par une augmentation des tailles des sources dans le réservoir et une diminution des rayons les plus importants dans le récif. On aboutit alors à une réponse unique de la structure, quel que soit le niveau intéressé par la rupture.

#### IV.4.d Etude du mécanisme de rupture dans un niveau (ASU)

Nous avons vu au paragraphe IV.4.a que l'effet majeur sur les chutes de contrainte semble être l'appartenance à un niveau géologique. Nous voulons maintenant tester l'effet du mode de rupture au sein d'un même niveau. Nous avons utilisé le niveau le plus sismique (ASU), qui présente les 3 mécanismes de ruptures (normale, inverse, décrochement). La figure IV.42 démontre qu'en terme de chute de contrainte, il n'est pas possible de différencier les événements en fonction de leur mode de rupture. Nous confirmons donc l'idée émise par Grasso et Feignier (1988) d'un champ de contrainte radial autour du réservoir de gaz. Le mode de rupture observé sur les mécanismes au foyer ne dépendant en réalité, que de la localisation et de l'orientation des plans de discontinuité dans la structure.

#### IV.4.e Rôle de la production

Pour tenter de comprendre le rôle de la production dans l'établissement et le maintien de la sismicité sur le site de Lacq, il est justifié d'utiliser les énergies sismiques libérées. En effet, l'extraction de gaz se faisant à une pression donnée (pression en tête de puits), le produit de la production ( $\text{m}^3$ ) par la pression ( $\text{kg}/\text{ms}^2$ ) a la dimension d'une énergie ( $\text{m}^2\text{kg}/\text{s}^2$ ). Disposant des données mensuelles de production (cf figure IV.30), nous avons sommé les énergies sismiques par mois, afin de pouvoir les comparer. Il est évident qu'il ne s'agit pas de comparaison quantitative, l'énergie "potentielle" libérée par l'exploitation (de l'ordre de  $10^{23}$  ergs/mois) n'étant transformée qu'infimement en énergie sismique (environ  $10^{15}$  ergs/mois). Par contre, la figure IV.43 apporte d'intéressantes informations qualitatives. Ainsi, on observe qu'au début de l'étude, il est impossible de corréler efficacement énergie sismique et production; cette corrélation devient plus vraie à partir du 500<sup>ième</sup> jour. Enfin, au 625<sup>ième</sup> jour (mai 1978), la dépendance entre production et énergie sismique libérée devient nette, c'est-à-dire que les mois de production maximale correspondent aux mois à forte énergie sismique et les mois de faible production correspondent aux mois les moins énergétiques. Cette observation

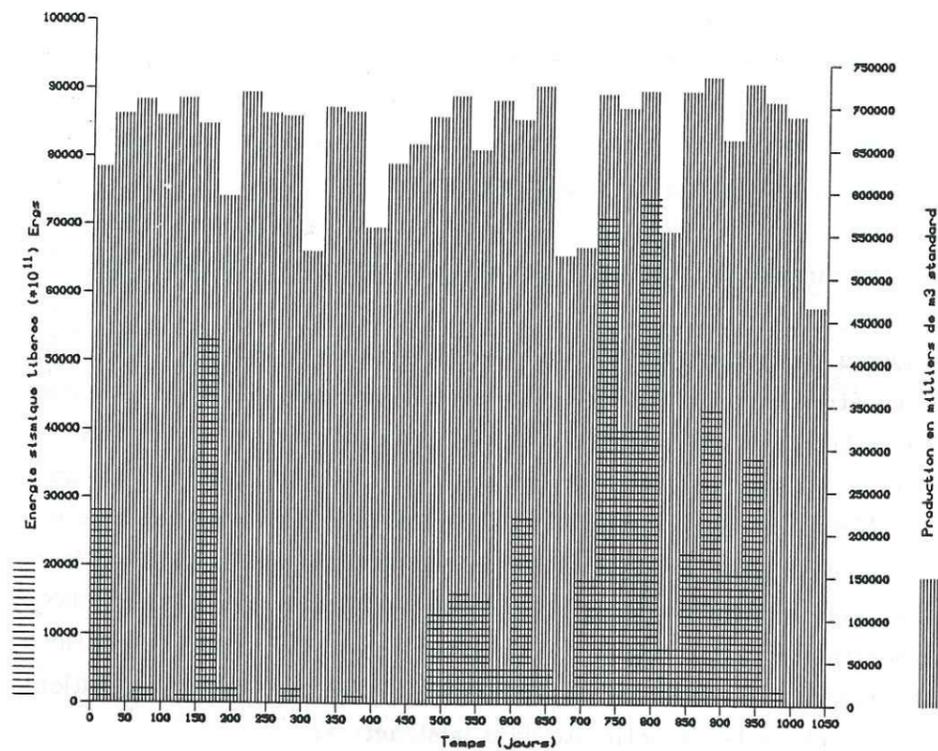
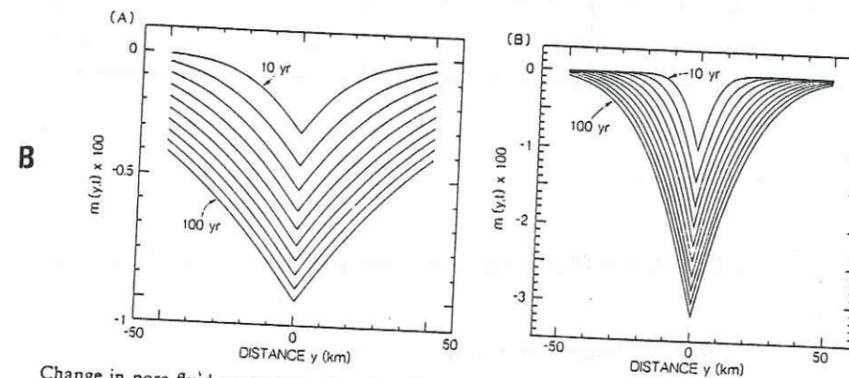
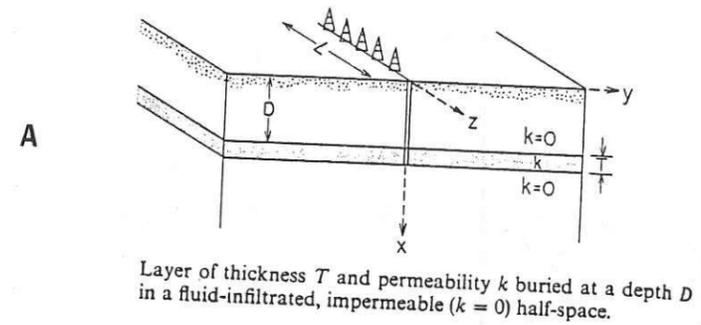


Figure IV.43 : Histogramme superposant les valeurs de production mensuelle (traits verticaux) et les énergies sismiques cumulées par mois (traits horizontaux). L'absence d'énergie sismique pour les 2 derniers mois de l'échantillon est due à l'impossibilité de démoduler les bandes ultérieures à avril 1979 (voir annexe II).



Change in pore fluid content as a function of position along the permeable layer, calculated from equation (24). Results are for  $\bar{V} = 2 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{yr}$ ,  $L = 10 \text{ km}$ ,  $T = 100 \text{ m}$ ,  $\phi = 0.2$ ; (a)  $c = 1.0 \text{ m}^2/\text{s}$  and (b)  $c = 0.1 \text{ m}^2/\text{s}$ .

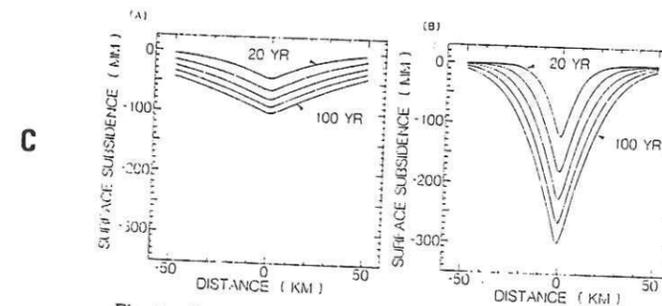


Fig. 8. Free surface subsidence as a function of distance along the surface at five different elapsed times. The producing layer is buried at a depth  $D$  of 1 km;  $\bar{V} = 2 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{yr}$ ,  $L = 10 \text{ km}$ ,  $B = 0.6$ ; (a)  $c = 1.0 \text{ m}^2/\text{s}$  and (b)  $c = 0.1 \text{ m}^2/\text{s}$ .

Figure IV.44 : Modélisation de l'effet lié à l'extraction de fluides dans le cas d'une couche réservoir plane.

- a) géométrie utilisée
- b) effet sur les pores dans le temps
- c) effet sur la subsidence en surface dans le temps.

	C o a l i n g a		L A C Q
	TEMBLOR	GATCHELL	
Profondeur	0.6 km	2.3 km	3.2 km
Epaisseur	75 m	0-190 m	200 m
Vitesse d'extraction	$1.6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$	$3.7 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$	$8 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{an}$
Année d' exploitation	1905	1940	1958
Extension	10 km	10 km	10 km
Porosité	0.3	0.2	0.1 à 0.2
Perméabilité	$2 \times 10^{-12} \text{ m}^2$	$4.2 \times 10^{-13} \text{ m}^2$	$0.4 \text{ à } 1.5 \times 10^{-3} \text{ Darcy}$
Compressibilité du liquide	$3 \times 10^{-10} / \text{Pa}$	$3 \times 10^{-10} / \text{Pa}$	$0.7 \times 10^{-10} / \text{Pa}$

**Tableau IV.2 :** Comparaison des caractéristiques des gisements de Coalinga (USA) et Lacq (France).

d'après Grasso et al., 1985.

conforte celles relevées lors de l'étude temporelle, à savoir un changement global du comportement de la structure à partir environ du 500<sup>ième</sup> jour.

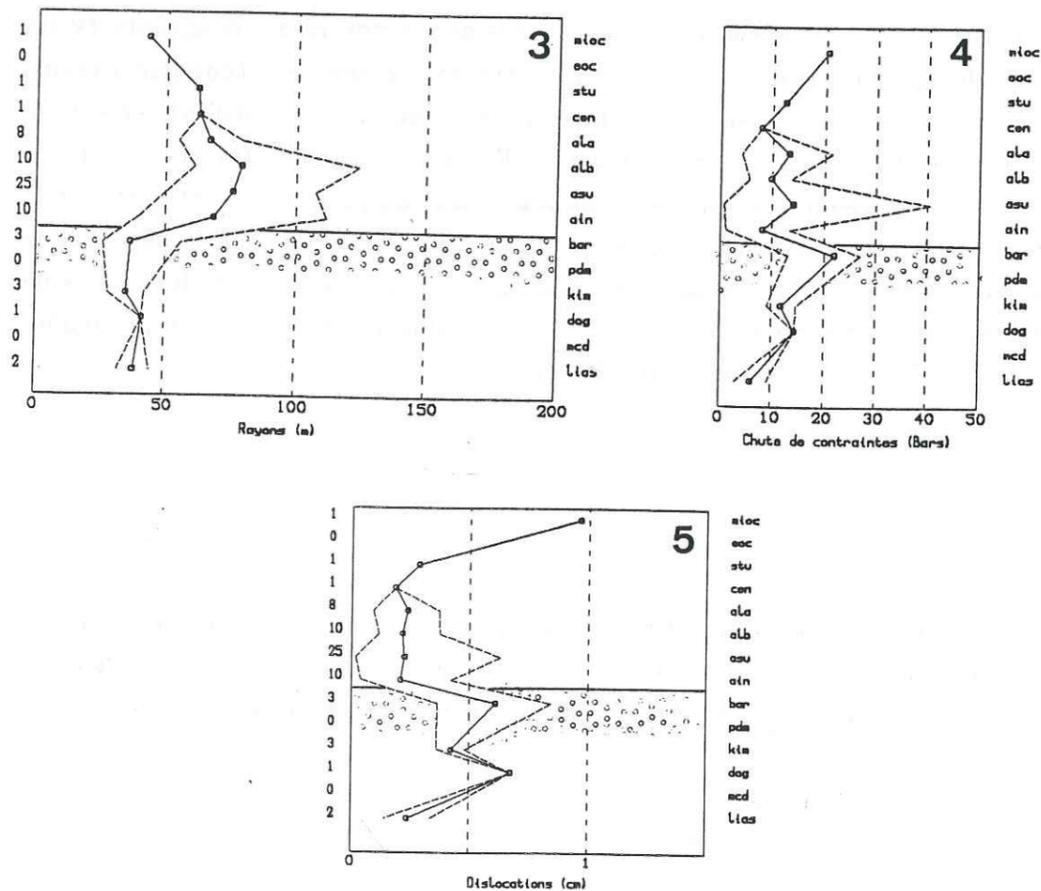
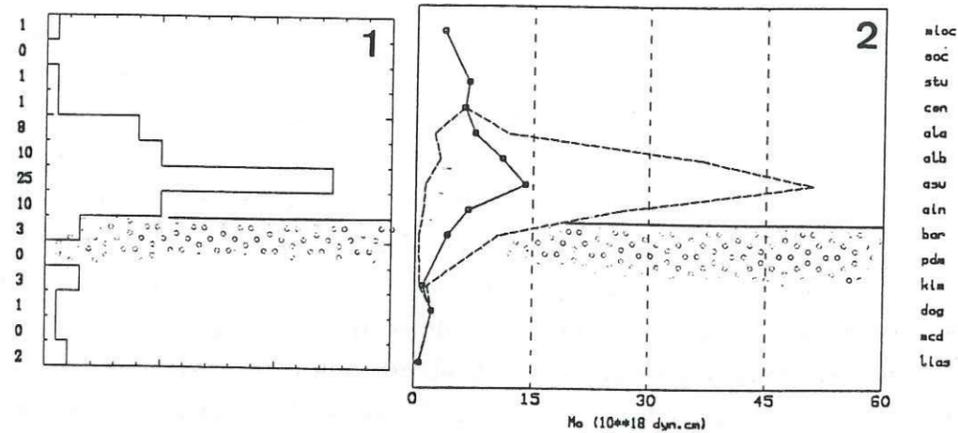
D'autre part, le travail théorique de Segall (1985,1988) permet de faire le lien entre extraction de fluides et perturbation de l'état de contrainte local, ainsi que subsidence en surface. Une application simple est proposée, dont la géométrie est donnée figure IV.44. Elle est inspirée du gisement de Coalinga dont les caractéristiques, présentées dans le tableau IV.2, sont proches de celles du gisement de Lacq. Si l'ordre de grandeur pour la subsidence semble bien correspondre aux valeurs mesurées à Lacq pour l'intervalle de temps donné, par contre ses résultats théoriques montrent des variations spatio-temporelles du champ de contrainte de l'ordre de 0,25 bar sur 10 ans, pour les 2 kilomètres les plus proches de la couche productrice. Cette valeur, qui correspond à la perturbation apportée à l'état de contrainte, n'a donc pas le même ordre de grandeur que la chute de contrainte des séismes. Elle ne peut donc pas être observée sur nos données. Ce calcul va donc tout à fait dans le sens de nos résultats puisque nous avons montré au paragraphe IV.4.a que l'effet le plus important sur les chutes de contrainte lors de l'étude par niveaux, était le comportement mécanique du niveau, la production, ni qualitativement, ni quantitativement, ne peut donc expliquer à elle seule l'augmentation des chute de contrainte. Le dernier paramètre pouvant influencer sur les chutes de contrainte est le changement du comportement rhéologique du matériau à la suite de la baisse de la pression de pore. Il devrait se faire sentir dans une étude temporelle des chutes de contrainte dans le réservoir. Nous ne disposons malheureusement pas d'un nombre de données suffisant pour étudier un tel phénomène.

#### IV.5 Synthèse

Arrivant au terme d'un chapitre important, une synthèse des résultats ne parait pas inutile. Nous allons donc présenter dans ce paragraphe les différents paramètres de la source et les facteurs susceptibles de les influencer, au regard de nos données.

##### \* les moments sismiques

Le facteur qui semble influencer le plus la valeur des moments sismiques est, curieusement, le taux de sismicité. En effet, dans toutes les études que nous avons



**Figure IV.45 :** Représentations par niveaux. Le passage dans le réservoir est symbolisé par les cercles. 1) histogramme du nombre de séismes par niveau à 80%, 2) moments sismiques, 3) rayons, 4) chutes de contrainte, 5) dislocations. Pour les schémas des paramètres, la ligne continue joint les valeurs moyennes des différents niveaux, les lignes tiretées joignent les minima et les maxima.

effectuées, on retrouve cette dépendance entre amplitude des moments sismiques et nombre de séismes.

Cela est visible sur la représentation cartographique où les moments maximaux sont concentrés dans l'Essaim Sud, là où la densité de sismicité est la plus élevée. Ce phénomène est aussi visible dans le temps, où les moments maximaux interviennent dans la deuxième phase de l'étude (après Janvier 1978) lorsque le taux de sismicité s'accroît. Ce fait est particulièrement net également dans l'étude en fonction de la profondeur et dans l'étude par niveaux (figure IV.45) où les moments les plus importants sont concentrés dans le niveau ASU, qui est le niveau le plus sismique. Ce résultat, vu la corrélation entre moment sismique et magnitude locale, prouve la réalité de la loi:  $\log(N) = a - b.Ml$ , ce n'est pas une révélation ... Nous ne pouvons donc pas attribuer de caractéristique particulière aux moments, le facteur le plus important étant le taux de sismicité et celui-ci masquant d'éventuels autres effets.

#### \* les rayons des sources

La distribution cartographique des rayons des sources sismiques montre un échantillonnage complet des tailles de source dans chaque famille de faille définie par les mécanismes au foyer. Globalement, les rayons ne présentent pas de dépendance marquée en fonction du temps. Par contre, leur analyse par niveau géologique montre un comportement très différencié, aussi bien à 50% qu'à 80% de probabilité de localisation dans le niveau considéré. Ce comportement est mis en évidence figure IV.45, il montre globalement des rayons variant de 50 à 100 m au-dessus du réservoir (dans le récif et les marnes) et se réduisant très brusquement dans le réservoir, pour être alors compris entre 20 et 50 m. Cette caractéristique semble aussi s'étendre aux niveaux situés sous le réservoir. Une telle netteté dans les résultats ne peut que traduire un changement radical d'une caractéristique des niveaux. Or, deux paramètres sont réputés changer fortement au passage dans le réservoir: la fracturation du milieu, d'une part, devient beaucoup plus intense, on sait que le gaz se trouve dans les très nombreuses fractures du réservoir et d'autre part, l'épaisseur des bancs constituant le réservoir. Celui-ci est en effet formé d'un empilement de petits bancs calcaires. Il ne nous est donc pas possible de conclure quant à l'influence de tel ou tel facteur. Par contre, il est clair que les rayons sont déterminés par le milieu; ce résultat est incontestable vu la faible incertitude sur les données. L'évolution dans le temps montre un resserrement des valeurs moyennes de chaque niveau, étayant ainsi l'hypothèse d'une réponse de la structure entière devenant plus homogène dans le temps.

#### \* les chutes de contrainte

Au terme de cette étude les chutes de contrainte s'avèrent très intéressantes, car ce paramètre de la source sismique nous informe sur la façon dont la perturbation est transmise au milieu où se produit la rupture sismique. La répartition cartographique des chutes de contrainte indique une concentration des plus fortes valeurs vers les zones asismiques, mais aucune migration temporelle ne peut être mise en évidence. L'étude temporelle présente, elle, une concentration des fortes chutes de contrainte dans une courte période, la valeur moyenne semblant augmenter avec le temps. Cette évolution traduit un comportement anélastique de la structure, à savoir une accumulation des contraintes au cours du temps, un brusque relâchement lorsque le seuil limite est atteint, alors un nouveau cycle peut débuter, le contexte général allant dans le sens d'une augmentation de l'état de contrainte dans le milieu. L'étude en fonction de la profondeur montre, comme pour les autres paramètres, des valeurs maximales entre 2 et 5 km de profondeur, avec une rapide décroissance en dehors de ces bornes. Il n'est pas possible de conclure à l'augmentation de la contrainte avec la profondeur, la prise en compte d'un gradient aboutissant à une répartition encore plus complexe. De plus, l'étude des chutes de contrainte par niveau en fonction de la profondeur ne montre aucune dépendance particulière. On ne peut pas non plus prétendre expliquer la diminution des chutes de contrainte par une zone de ductilité dans la croûte, cette décroissance étant beaucoup trop superficielle (5 km). L'étude par niveau, pour les niveaux les plus sismiques, montre une répartition des valeurs moyennes compliquée (figure IV.45). Pour essayer de la comprendre, nous avons augmenté le critère de sélection sur les données à 80 %. On obtient alors une bonne cohérence entre les valeurs maximales des 5 niveaux et leurs caractéristiques mécaniques de résistance à la rupture (résistance à la compression, module d'élasticité) (figure IV.35). Nous mettons donc en évidence un état de contrainte maximum et minimum propre à chaque niveau. Ce résultat contredit donc en apparence l'étude temporelle qui montre une réponse qui tend à devenir globale pour l'ensemble de la structure. Il serait donc intéressant d'étudier l'évolution temporelle des chutes de contrainte sur une plus grande échelle de temps.

D'autre part, les chutes de contrainte minimales sont aussi très différenciées entre niveaux localisés au-dessus du réservoir et les autres. Le passage dans le réservoir est souligné par une forte augmentation des chutes de contrainte minimales (figure IV.36). On met donc en évidence le renforcement de la matrice rocheuse dans le réservoir par suite du soutirage de fluides. Le caractère complexe

de la moyenne s'explique alors par la conjugaison de ces 2 effets.

Il faut enfin rappeler que la mise en évidence, pour les chutes de contrainte, d'un comportement propre à chaque niveau est lié à la très forte différenciation mécanique de ces niveaux dans notre cas d'étude.

#### \* les dislocations

Les dislocations semblent essentiellement varier en fonction de l'appartenance ou non aux niveaux du réservoir. Elles montrent effectivement des valeurs sensiblement supérieures dans le réservoir (figure IV.45). Nous pouvons l'expliquer physiquement par la diminution de pression dans le réservoir qui, si elle renforce aussi le milieu, contribue à la diminution du volume. C'est donc à ce niveau que tous les déplacements ductiles et fragiles seront maximaux.

#### \* les énergies sismiques

Les énergies sismiques ont présenté une répartition particulièrement nette lors de l'étude temporelle. Ce sont elles qui mettent le plus clairement en évidence le changement de comportement en 1978. Ce fait d'abord observé lors de l'étude temporelle a été confirmé par la comparaison avec les données de production, les énergies devenant proportionnelles aux volumes soutirés à partir de mi-1978. Cela signifie qu'auparavant, soit la déformation ductile accommodait la perte de volume du réservoir, soit qu'un seuil de rupture n'avait pas encore été atteint. Quoi qu'il en soit, les énergies sismiques sont le meilleur marqueur temporel pour suivre l'évolution de la structure. Cela non plus n'est pas une grande découverte, les chercheurs travaillant notamment sur les séismes induits par les barrages l'ayant compris depuis bien longtemps.

CONCLUSION GENERALE

Nous avons, dans cette étude, délibérément choisi d'utiliser des données "évoluées", c'est-à-dire des séismes localisés avec précision et dont nous connaissons les mécanismes au foyer individuels. De plus, nous avons décidé de n'observer qu'un échantillon limité dans le temps (3 années), pour lequel les caractéristiques techniques du réseau sont demeurées stables. Cette approche nous permet de développer au maximum la partie interprétative.

La technique utilisée pour remonter aux paramètres des sources sismiques est classique, il s'agit de l'analyse spectrale. Nous avons cependant essayé d'intégrer la bonne connaissance du site (en terme de géologie et de paramètres géophysiques du milieu) afin de réduire au maximum les incertitudes sur les mesures des différents paramètres. Cette approche s'avère peu convaincante, les écart-types moyens restant élevés. Une amélioration sensible pourrait vraisemblablement être apportée en utilisant, pour toutes les corrections, une approche tridimensionnelle du problème. Cette démarche paraît tout à fait réalisable sur le site de Lacq, mais nécessiterait la mise en œuvre de programmes sophistiqués (tracé de rai 3D, par exemple). Nous avons préféré, avec des moyens classiques, utiliser la connaissance du site pour mettre en évidence un lien éventuel entre paramètres de source et caractéristiques géologiques et mécaniques du milieu. C'est dans cette démarche que réside la principale originalité du travail.

Une interprétation poussée des résultats met en évidence l'influence du milieu sur les paramètres des sources sismiques. Ainsi, nous avons démontré que les rayons des sources sont dépendants de la lithologie. Cependant, la variation simultanée de l'épaisseur et du taux de préfracturation des bancs mis

en jeu ne nous a pas permis de déterminer lequel de ces 2 facteurs possédait une influence prépondérante.

Le résultat le plus important, à mon sens, concerne les chutes de contrainte. En effet, nous déterminons que les chutes de contrainte, liées à l'état de contrainte du milieu lors de la rupture, sont dépendantes du comportement mécanique du niveau où se produit la rupture. Ainsi, on peut mettre en relation les chutes de contrainte maximales dans une couche et la résistance à la rupture d'un échantillon sain prélevé dans cette même couche, ceci de façon qualitative. De la même manière, les couches du réservoir de gaz, compactées par le soutirage de fluides, montrent des chutes de contrainte minimales systématiquement plus importantes que dans les autres niveaux. Cette relation induit quelques conclusions importantes. Ainsi, on trouvera dans chaque couche une grande variété de chutes de contrainte allant de l'état de contrainte minimum (lié aux zones les plus fracturées ou les omnes consolidées) jusqu'à l'état de contrainte maximum correspondant à des zones relativement intactes ou à des failles cicatrisées, la chute de contrainte pouvant alors être comparée à la résistance sur échantillon de la couche. Il est évident que cette dépendance a une influence sur la loi de similarité (*self-similarity*) expliquant ainsi la relative dispersion des valeurs autour de la droite d'égale chute de contrainte des 10 bars (correspondant, elle, au comportement moyen dans la structure).

Un autre résultat important concerne les mécanismes au foyer; en effet, notre étude montre que l'ensemble de la sismicité a lieu sur des plans de faiblesse préexistants. Les plans de mouvement obtenus correspondent soit à des failles connues et repérées lors des forages, soit à des discontinuités stratigraphiques (dans les zones connues comme non-préfracturées). Par contre, les mécanismes au foyer ne présentent aucun lien avec les niveaux géologiques.

On peut alors schématiser la réponse sismique du gisement à l'exploitation ainsi: **la localisation des événements sismiques est déterminée par l'existence de zones de faiblesse dans la structure, l'orientation des plans des ruptures et les mouvements sur ces plans accommodent la déformation liée à l'exploitation du gisement de gaz. Ces 2 paramètres sont déterminés par la géométrie du gisement. Par contre, les caractéristiques des sources sismiques, dont l'amplitude est**

**limitée, sont représentatives du milieu mis en jeu lors de la rupture, à travers son comportement géomécanique.**

Enfin, nous mettons en évidence une modification de la réponse de la structure au cours du temps. Si ce fait est net, par contre son interprétation en terme de réponse à l'exploitation reste encore hypothétique. Notre travail semble montrer que l'ensemble de la structure possède une réponse plus homogène dans le temps (les paramètres des sources montrant moins de différences par niveau) et plus dépendante de la production de gaz. Néanmoins, la taille de l'échantillon et la durée de la période d'étude ne permettent pas de conclure avec certitude.

Si les résultats énumérés ci-dessus justifient (à mon avis !) l'approche suivie dans ce travail, il est évident qu'ils appellent aussi un certain nombre d'études complémentaires. La première serait d'élargir la période d'étude en utilisant les données plus récentes du réseau numérique. Cette étude permettrait de mieux comprendre l'évolution globale de la sismicité, donc la réponse de la structure et, peut-être sa relation avec l'exploitation. Cette étude serait d'un grand intérêt pour l'exploitant en particulier.

Un autre type de recherche me paraissant prometteur serait la poursuite de l'investigation de la relation chute de contrainte/comportement mécanique. Le stade suivant passe par la simulation, en essai triaxial, des conditions de fond en utilisant notre connaissance sur la répartition des contraintes en profondeur. Si quelques essais triaxiaux ont déjà été effectués, c'était dans le but de déterminer la courbe intrinsèque du matériau. Il faudrait maintenant en réaliser un plus grand nombre, à pression de confinement donnée, pour analyser de façon statistique le comportement du matériau en profondeur. Si ces résultats s'avèrent convaincants, ils ouvrent alors la porte à de plus amples recherches sur la cicatrisation des failles préexistantes (permettant leur rejeu de manière fragile donc sismique) ou la rupture d'aspérités dont le comportement mécanique doit être différent.

Dans un cadre plus général, les résultats de cette étude, une fois encore,

mettent en avant l'intérêt d'un réseau local pour étudier un phénomène local. Nous avons dans ce cas, le même ordre de grandeur qu'un réseau continental pour étudier la sismicité à l'échelle d'une plaque. Nous ne faisons que déplacer l'échelle d'étude et donc la résolution, en venant buter sur des problèmes d'hétérogénéités de l'ordre du km<sup>3</sup>.

Enfin, cette étude confirme, s'il en était encore besoin, l'intérêt majeur d'un gisement tel que celui de Lacq. La somme des données disponibles, la connaissance du milieu et la persistance de la sismicité sur maintenant 15 ans en font un site, à ma connaissance, unique au monde pour l'étude des séismes induits par l'exploitation d'un gisement d'hydrocarbures et donc leur compréhension. Les informations que l'on peut en tirer dépassent très largement le simple cadre de l'étude de sismicité induite et peuvent avoir des incidences importantes sur la compréhension même des phénomènes de genèse des séismes.

## BIBLIOGRAPHIE

- Aki K., Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, 72, 1217-1231, 1967.
- Aki K., Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves, *J. Geophys. Res.*, 74, 615-631, 1969.
- Aki K., Physical theory of earthquakes, unpublished manuscript, 1986.
- Aki K., Magnitude-frequency relation for small earthquakes: a clue to the origin of  $f_{\max}$  for large earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 92, 1349-1355, 1987.
- Aki K. and B. Chouet, Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects, *J. Geophys. Res.*, 80, 3322-3342, 1975.
- Aki K. and P.G. Richards, *Quantitative Seismology: Theory and Methods*, W.H. Freeman and Co. Eds, San Francisco, 1980.
- Anderson J. and S.E. Hough, A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74, 1969-1994, 1984.
- Andrews D.J., Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size, in *Earthquake Source Mechanics*, Das S., J. Boatwright and C.H. Scholz Eds, American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 37, 259-267, 1986.
- Archuleta R.J., Downhole recordings of seismic radiation, *Earthquake Source Mechanics*, Das S., J. Boatwright and C.H. Scholz Eds, American Geophys. Union, Geophys. Monograph, 37, 1986.

- Archuleta R.J., E. Cranswick, C. Mueller and P. Spudich, Source parameters of the 1980 Mammoth Lakes, California, earthquake sequence, *J. Geophys. Res.*, 87, 4595-4607, 1982.
- Bakun W.H. and C.G. Bufe, Shear wave attenuation along the San Andreas fault zone in Central California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 65, 439-459, 1975.
- Bakun W.H., C.G. Bufe and R.M. Stewart, Body wave spectra of central California earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 66, 363-384, 1976.
- Bakun W.H. and A.G. Lindh, Local magnitudes, seismic moments, and coda duration for earthquakes near Oroville, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 67, 615-629, 1977.
- Bakun W.H., R.M. Stewart, C.G. Bufe and S.M. Marks, Implication of seismicity for failure of a section of the San Andreas fault, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 70, 185-201, 1980.
- Baria R. and A.S.P. Green, Seismicity induced during a viscous stimulation at the Camborne School of Mines hot dry rock geothermal energy project in Cornwall, England, 8<sup>th</sup> international acoustic emission symposium, Tokyo, Japan, 1986.
- Baria R., K. Hearn and A.S. Batchelor, Induced seismicity during the hydraulic stimulation of the potential hot dry rock geothermal reservoir, 4<sup>th</sup> conf. acoustic emission/microseismic activity in geological structures and materials, Penn. State Univ., 1985.
- Barreyre M. and M. Mollier, Eléments pour l'appréciation de la fissuration des couches de Lacq profond, Rapport SNEA(P), D. 22591, 1973.
- Barthé A. and X. Reverdy, Le récif de Lacq, Rapport SNPA, RG 325, 1958.
- Blanché J.P., Rapport d'interprétation géophysique sur le flanc nord de Lacq et la région de Theze, rapport SNEA(P), n° 80-76, 1980.

- Brune J.N., Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009, 1970.
- Brune J.N., J. Fletcher, F. Vernon, L. Haar, T. Hanks and J. Berger, Low stress-drop earthquakes in the light of new data from the Anza California telemetered digital array, *Earthquake Source Mechanics*, Das S., J. Boatwright and C.H. Scholz Eds, American Geophys. Union, Geophys. Monograph, 37, 237-245, 1986.
- Caloi P., How nature reacts on human intervention: responsibilities of those who cause and interpret such reactions, *Annali di Geofisica*, XXIII, 283-305, 1970.
- Caloi P., M. De Panfilis, D. Di Filippo, L. Marcelli and M.C Spadea, Terremoti della Val Pdana del 15-16 maggio 1951, *Annali di Geofisica*, Roma, IX, 63-105, 1956.
- Chael E.P. and R.P. Kromer, High-frequency spectral scaling of a main shock/aftershock sequence near the norwegian coast, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 78, 561-570, 1988.
- Coulomb J. et G. Jobert, *Traité de géophysique interne*, Vol I. Sismologie et pesanteur, Masson Ed., 1973.
- Coustau R., Premiers résultats de l'étude tectonique du gisement de Lacq profond, Rapport SNPA, D. 3454, 1965.
- Cranswick E., R. Wetmiller and J. Boatwright, High-frequency observations and source parameters of microearthquakes recorded at hard-rock sites, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75, 1535-1567, 1985.
- Daignières M., J. Gallart, E. Banda and A. Hirn, Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the pyrenean range, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57, 88-100, 1982.

- Dainty A.M., M.N. Toksoz, K.R. Anderson, P.J. Pines, Y. Nakamura and G. Latham, Seismic scattering and shallow structure of the Moon in Oceanus Procellarum, *Moon*, 9, 11-29, 1974.
- De Natale G., Madariaga R., Scarpa R. and A. Zollo, Source parameter analysis from strong motion records of the Friuli, Italy, earthquake sequence, 1976-1977, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 77, 1127-1146, 1987.
- Del Pezzo E., G. De Natale, G. Scarcella and A. Zollo, Qc of three component seismograms of volcanic microearthquakes at Campari Flegrei volcanic area, southern Italy, *Pure and Appl. Geophys.*, 123, 683-696, 1985.
- Dysart P.S., J.A. Snoke and I.S. Sacks, Source parameters and scaling relations for small earthquakes in the Matsushiro region, southwest Honshu, Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 78, 571-589, 1988.
- Feignier B., Etude géomécanique de la sismicité dans la région de Lacq. mémoire de DEA, Université de Grenoble, 1986.
- Feignier B. and J.R. Grasso, Seismic response of a geological structure to a gas field exploitation, submitted to *J. Geophys. Res.*, 1988.
- Fletcher J.B., Spectra from high-dynamic range digital recordings of Oroville, California, aftershocks and their source parameters, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 70, 735-755, 1980.
- Fletcher J.B., A comparison between the tectonic stress measured in situ and stress parameters from induced seismicity at Monticello reservoir, South Carolina, *J. Geophys. Res.*, 87, 6931-6944, 1982.
- Fletcher J.B., J. Boatwright and W.B. Joyner, Depth dependence of source parameters at Monticello, South Carolina, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 73, 1735-1751, 1983.
- Fletcher J.B., J. Boatwright, L. Haar, T. Hanks and A. McGarr, Source parameters for aftershocks of the Oroville, California, earthquake, *Bull.*

*Seismol. Soc. Am.*, 74, 1101-1123, 1984.

- Fletcher J.B., L.C. Haar, F.L. Vernon, J.N. Brune, T.C. Hanks and J. Berger, The effects of attenuation on the scaling of source parameters for earthquakes at Anza, California, *Earthquake Source Mechanics*, Das S., J. Boatwright and C.H. Scholz Eds, American Geophys. Union, Geophys. Monograph, 37, 331-338, 1986.
- Fontanet D., Champ de Meillon-Saint Faust, analyse des ovalisations de puits, rapport SNEA(P), n° 125-84, 1984.
- Foulger G.R., Hengill Triple Junction, SW Iceland. 1. Tectonic structure and the spatial and temporal distribution of local earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 93, 13493-13506, 1988.
- Frame R.G., Earthquake damage, its cause and prevention in the Wilmington oil field, *Californian Oil Fields*, 38(1), 5-15, 1952.
- Frankel A., The effects of attenuation and site response on the spectra of microearthquakes in the northeastern Caribbean, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, 1379-1402, 1982.
- Gagnepain-Beyneix J., Variation of source parameters of small western Pyrenean earthquakes and their relation to mainshock occurrence, *Ann. Geophys.*, 3, 381-393, 1985.
- Gagnepain-Beyneix J., Evidence of spatial variations of attenuation in the western Pyrenean range, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89, 681-704, 1987.
- Gagnepain-Beyneix J., H. Haessler and T. Modiano, The pyrenean earthquake of february 29, 1980: an example of complex faulting, *tectono*, 85, 273-290, 1982.
- Gallart J., M. Daignières, J. Gagnepain-Beyneix and H. Hirn, Relationship between deep structure and seismicity in the Western Pyrénées, *Ann. Geophys.*, 3, 239-248, 1985.

Gariel J.C., Simulation numérique des mouvements forts en champ proche, Thèse de doctorat, Université de Grenoble, 1988.

Gibowicz S.J., The mechanism of large mining tremors in Poland, in Rockbursts and Seismicity in Mines, Gay N.C. and E.H. Wainwright Eds, South African Inst. Min. Metal., Symp. Ser., 6, 17-28, 1984.

Gibowicz S.J., A. Cichowicz and T. Dybe, Seismic moment and source size of mining tremors in upper Silesia, Poland, Acta Geophys. Pol., 25, 201-218, 1977.

Grasso J.R., M. Cuer and G. Pascal, The use of two inverse techniques. Application to a local structure in the New Hebrides Island arc, Geophys. J. R. Astr. Soc., 75, 437-472, 1983.

Grasso J.R., D. Fabre et P. Vialon, Etude géomécanique de la sismicité dans la région de Lacq, rapport IRIGM-SNEA(P), 1985.

Grasso J.R. and B. Feignier, Geomechanical behaviour and structural effect induced by the depletion of a gas field dome, submitted to Pure and Appl. Geophys., 1988.

Grasso J.R. and G. Wittlinger, Ten years of seismic monitoring over a gas field area, submitted to Bull. Seismol. Soc. Am., 1988.

Gusev A.A., A descriptive statistical model of earthquake source radiation and its application to an estimation of short-period strong motion, Geophys. J. R. Astr. Soc., 74, 787-808, 1983.

Gutenberg B. and C.F. Richter, Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration, Bull. Seismol. Soc. Am., 46, 105-145, 1956.

Guénot A., Borehole breakouts and stress field, in Proc. Int. Workshop on Forced Fluid Flow through strong fractured rock masses, 1, 219-233, 1987.

Haas A., M. Mollier et R. Taussac, Etude sur l'extension du gisement de Lacq profond, rapport SNEA(P), D. 9983, 1972.

Hanks T.C.,  $f_{max}$ , Bull. Seismol. Soc. Am., 72, 1867-1880, 1982.

Hanks T.C. and M. Wyss, The use of body-wave spectra in the determination of seismic source parameters, Bull. Seismol. Soc. Am., 62, 561-589, 1972.

Hartzell S.H. and T.H. Heaton, Failure of self-similarity for large ( $M_w > 8.25$ ) earthquakes, Bull. Seismol. Soc. Am., 78, 478-488, 1988.

Haskell N.A., Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, Bull. Seismol. Soc. Am., 54, 1811-1841, 1964.

Herraiz M. and A.F. Espinosa, Scattering and attenuation of high-frequency seismic waves: development of the theory of coda waves, USGS Open-file report 86-455, 1986.

Hinzen K.G., Source parameters of mine tremors in the eastern part of the Ruhr district, West Germany, J. Geophys. Res., 51, 105-112, 1982.

Hoang Trong P. and D. Rouland, Mécanisme au foyer du séisme d'Arette (P.A.), C. R. Acad. Sci. Paris, 272, 3249-3251, 1971.

Houpeurt A., Le champ de Lacq, rapport SNEA(P), D. 18915, 1977.

IPG Strasbourg, Sismicité de la zone Orthez-Arthez de Béarn-Arbus, Rapports annuels à la SNEA(P), 1974-1987.

Janot P. et M. Germineau, Recherche sur les orientations des systèmes de fractures à Lacq supérieur et profond, rapport SNEA(P), D. 23570, 1980.

Jenner P. and L. Dienesch, Histoire géophysique du champ de Lacq, Geophys. Prosp., XIII, 518-540, 1965.

- Johnson L.R. and T.V. McEvilly, Near-field observations and source parameters of central California earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 64, 1855-1886, 1974.
- Kanamori H. and C.R. Allen, Earthquake repeat time and average stress drop, *Earthquake Source Mechanics*, Das S., J. Boatwright and C.H. Scholz Eds, American Geophys. Union, Geophys. Monograph, 37, 1986.
- Kerris A., Modélisation de sismogrammes enregistrés en fond de forage, Thèse de doctorat, Université de Strasbourg, 1984.
- Kopnichev Y.F., The role of multiple scattering in the formation of a seismogram's tail, *Izv. Akad. Nauk. SSSR, Fiz. Zemli*, 13, 394-398, 1977.
- Kothé A., Interprétation de la campagne sismique 81LAQ. Rapport SNEA(P), n° 81.14212, 1981.
- Kovach R.L., Source mechanism for Wilmington oil field, California, subsidence earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 64, 699-711, 1974.
- Lebailly J., Etude géodynamique de Lacq, rapport SNEA(P), n° 9-157R, 1979.
- Madariaga R., Dynamics of an expanding circular fault, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 66, 639-666, 1976.
- Madariaga R., What is an earthquake ?, Workshop on Forced Fluid Flow through strong fractures rock masses, Garchy CNRS Conf. Center, 1987.
- Majer E.L. and T.V. McEvilly, Seismological investigations at The Geysers geothermal field, *Geophysics*, 44, 246-269, 1979.
- McGarr A., Scaling of ground motion parameters, state of stress and focal depth, *J. Geophys. Res.*, 89, 6969-6979, 1984.
- McGarr A., Some observations indicating complications in the nature of earthquake scaling, *Earthquake Source Mechanics*, Das S., J. Boatwright

and C.H. Scholz Eds, American Geophys. Union, Geophys. Monograph, 37, 217-225, 1986.

- McGarr A., R.W.E. Green and S.M. Spottiswoode, Strong ground motion of mine tremors: some implications for near-source ground motion parameters, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71, 295-319, 1981.
- Mereu R.F., J. Brunet, K. Morrissey, B. Price and A. Yapp, A study of the microearthquakes of the Gobles oil field area of southwestern Ontario, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76, 1215-1223, 1986.
- Milne W.G. and M.J. Berry, Induced seismicity in Canada, *Eng. Geol.*, 10, 219-226, 1976.
- Modiano T., Sismotectonique des Pyrénées Occidentales. Etude détaillée du contenu spectral des ondes de volume dans la région focale, Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, Université de Grenoble, 1980.
- Modiano T. and D. Hatzfeld, Experimental study of the spectral content for shallow earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, 1739-1758, 1982.
- Muller O.H. and D.D. Pollard, The stress state near Spanish Peaks, Colorado, determined from a dike pattern, *Pure and Appl. Geophys.*, 115, 69-86, 1977.
- Nicholson C., E. Roeloffs and R.L. Wesson, The northeastern Ohio earthquake of 31 January 1986: was it induced ?, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 78, 188-217, 1988.
- Ode H., Mechanical analysis of the dyke pattern of the Spanish Peaks area, Colorado, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 68, 567-576, 1957.
- O'Neill M.E., Source dimensions and stress drops of small earthquakes near Parkfield, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74, 27-40, 1984.
- Papageorgiu A.S. and K. Aki, A specific barrier model for the earthquake

- quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motions, Part I, description of the model, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 73, 693-722, 1983.
- Pratt W.E. and D.W. Johnson, Local subsidence of the Goose Creek oil field (Texas), *Journal of Geology*, 34, 577-590, 1926.
- Raleigh J.B., An experiment in earthquake control at Rangely, Colorado, *Science*, 191, 1230-1237, 1976.
- Raleigh C.B., J.H. Healy and J.D. Bredehoeft, Faulting and crustal stress at Rangely, Colorado, in Heard H.C., I.Y. Borg, N.L. Carter and C.B. Raleigh Eds, *Flow and fracture of rocks (Griggs volume)*, American Geophysical Union, *Geophysical Monograph*, 16, 275-284, 1972.
- Ranalli G. and D.C. Murphy, Rheological stratification of the lithosphere, *Tectonophys.*, 132, 281-295, 1987.
- Randall M.J., The spectral theory of seismic sources, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 63, 1133-1144, 1973.
- Rapport IGN, Contrôle de stabilité des repères de nivellement sur la voie ferrée entre Pau et Orthez, 1979.
- Rautian T.G. and V.I. Khalturin, The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 68, 923-943, 1978.
- Rautian T.G., V.I. Khalturin, V.G. Martinov and P. Molnar, Preliminary analysis of the spectral content of P and S waves from local earthquakes in the Garm, Tadzhikistan region, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 68, 949-971, 1978.
- Rey M. et J. Aubert, Etude géologique du récif de Lacq, rapport SNPA, RG 325 bis, 1959.
- Roeloffs, E.A., Fault stability changes induced beneath a reservoir with cyclic

variations in water level, *J. Geophys. Res.*, 93, 2107-2124, 1988.

- Rothé J.P., Séismes artificiels et exploitations pétrolières. L'exemple de Lacq (France), *Annali di Geofisica, Roma*, XXX, 369-383, 1977.
- Sato H., Energy propagation including scattering effects. Single isotropic scattering approximation, *J. Phys. Earth*, 25, 27-41, 1977.
- Segall P., Stress and subsidence resulting from subsurface fluid withdrawal in the epicentral region of the 1983 Coalinga earthquake, *J. Geophys. Res.*, 90, 6801-6816, 1985.
- Segall P., Earthquakes induced by fluid extraction, unpublished manuscript, 1988.
- Sharma H.S.S. and G.S. Murty, Pattern of seismic energy release from Koyna as seen at Gauribidanur, *Tectonophys.*, 82, T5-T7, 1982.
- Smirnova M.N., Vliyanie inzhenernoj deyatel'nosti na sejsmicheskii rezhim, Nauka Ed, Moscow, 128-140, 1977.
- Smith R.B., P.L. Winkler, J.G. Anderson and C.H. Scholz, Source mechanisms of microearthquakes associated with underground mines in eastern Utah, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 64, 1295-1317, 1974.
- Spottiswoode S.M., Source mechanisms of mine tremors at Blyvooruitzicht mine, in Rockbursts and Seismicity in Mines, Gay N.C. and E.H. Wainwright Eds, *South African Inst. Min. Metal., Symp. Ser.*, 6, 29-37, 1984.
- Spottiswoode S.M. and A. McGarr, Source parameters of tremors in a deep-level gold mine, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 65, 93-112, 1975.
- Talwani P., Earthquakes associated with the Clark Hill reservoir, South Carolina, a case of induced seismicity, *Eng. Geol.*, 10, 239-254, 1976.

Taussac R., Lacq profond, évolution de la pression du gisement, Rapport SNEA(P), n° 80.7084, 1980.

Thatcher W. and T.C. Hanks, Source parameters of Southern California earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 77, 1549-1565, 1973.

Tucker B.E. and Brune J.N., Seismograms, S-wave spectra and source parameters for aftershocks of the San Fernando earthquake, in San Fernando, California, earthquake of February 9, 1971, U.S. Department of Commerce, III, 69-122, 1973.

Vassiliou M.S. and H. Kanamori, The energy release in earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, 371-387, 1982.

Vogt J., Les séismes pyrénéens: 19.05.1765, 28.10.1835, 5.12.1855, 1858, 1859, 27.02.1924, *Mém BRGM*, 1982.

Wittlinger G., Etude de la sismicité en champ proche par un réseau sismologique à faible couverture. Application au Frioul (Italie) et au gisement de Lacq (France), Thèse d'état, Université de Strasbourg, 1980.

Wyss M. and J.N. Brune, Seismic moment, stress, and source dimensions for earthquakes in the California-Nevada region, *J. Geophys. Res.*, 73, 4681-4694, 1968.

Yerkes R.F. and R.O. Castle, Seismicity and faulting attributable to fluid extraction, *Eng. Geol.*, 10, 151-167, 1976.

Zoback M.D. and S. Hickman, In situ study of the physical mechanisms controlling induced seismicity at Monticello reservoir, South Carolina, *J. Geophys. Res.*, 87, 6959-6974, 1982.

## ANNEXE I

#### Description du fichier initial de données.

Tous ces événements ont été relocalisés par Grasso et al. (1985).

Le codage de la date est en Année/Mois/Jour, par exemple: 760822 = 22 août 1976.

Le nombre d'observations indique le nombre de station ayant enregistré l'événement.

Les magnitudes sont des magnitudes locales estimées à partir de la durée de l'enregistrement:  $M_l = -0,09 + 1,84 \log_{10}(T_S)$ , Wittlinger (1980). Les magnitudes fixées à -99.00 correspondent aux séismes pour lesquels la magnitude n'a pas pu être calculée.

Les longitudes et latitudes sont données en coordonnées Lambert III, Zone Sud.  $\Delta X, \Delta Y, \Delta Z$ , sont les 3 axes de l'ellipsoïde d'incertitude des séismes après relocalisation.

Séisme	Date	Heure	Nombre d'observations	Magnitude locale	Longitude (m)
1	760822	21	7	1.87	361646.
2	760822	21	7	2.29	361650.
3	760822	21	7	2.92	361640.
4	760822	21	6	-99.00	359214.
5	760822	21	6	-99.00	359418.
6	760822	21	6	-99.00	353446.
7	760822	21	4	-99.00	358819.
8	760822	21	7	2.84	361607.
9	760822	21	6	-99.00	361543.
10	760822	21	7	1.49	360023.
11	760822	21	7	1.65	360386.
12	760822	21	7	2.29	359925.
13	760903	5	5	1.46	359842.
14	760917	2	5	1.60	357542.
15	760917	11	5	1.41	357537.
16	760917	10	5	1.00	357649.
17	760929	22	5	1.60	361455.
18	761030	4	5	1.91	360043.
19	761005	6	5	2.09	363456.
20	761013	19	4	1.00	358126.
21	761015	6	5	1.00	357181.
22	761015	21	7	-99.00	359181.
23	761105	14	6	1.20	360911.
24	761118	23	6	1.66	359311.
25	761130	21	6	1.49	357392.
26	761130	21	5	1.70	363452.
27	761130	21	4	2.80	365997.
28	761130	21	6	1.60	360786.
29	761130	21	7	2.70	361701.
30	770116	10	6	1.50	357192.
31	770116	11	6	1.50	357347.
32	770116	12	6	1.95	357331.
33	770117	21	6	1.21	357226.
34	770118	21	6	2.70	356941.
35	770120	19	6	2.50	358871.
36	770120	22	4	1.30	357352.
37	770121	7	6	3.20	357122.
38	770122	21	6	2.30	357492.
39	770123	21	6	1.20	357384.
40	770216	2	5	1.79	357100.
41	770220	6	4	1.21	360770.
42	770221	18	5	2.09	359398.
43	770224	11	5	1.41	360456.
44	770310	18	5	1.51	359292.
45	770430	22	5	3.60	359508.
46	770503	1	5	2.90	356556.
47	770512	7	5	1.60	359886.
48	770517	9	5	1.00	356998.
49	770519	5	4	-99.00	359732.
50	770529	17	5	1.00	360171.

Latitude (m)	Profondeur (m)	$\Delta X$ (m)	$\Delta Y$ (m)	$\Delta Z$ (m)	Séisme
132066.	3330.	14	68	74	1
129652.	1318.	13	7	45	2
132484.	4099.	22	7	17	3
127439.	1025.	0	1	0	4
125407.	4860.	37	13	7	5
130020.	79.	0	0	0	6
134918.	6220.	100	100	150	7
132116.	3789.	56	112	142	8
133503.	4557.	53	62	36	9
132152.	4318.	156	19	28	10
132580.	3863.	203	54	183	11
132621.	3850.	953	342	116	12
128042.	2594.	100	100	155	13
130368.	2950.	100	100	2	14
130264.	2990.	100	100	9	15
130287.	2993.	100	100	147	16
128167.	1542.	100	100	245	17
134040.	3741.	100	100	268	18
127607.	1019.	100	100	302	19
135254.	1897.	100	100	150	20
129855.	3525.	100	100	214	21
129383.	2564.	49	302	197	22
131305.	3415.	107	309	28	23
128044.	3100.	75	64	15	24
134195.	2668.	31	271	359	25
128807.	11995.	100	100	116	26
133351.	6458.	100	100	150	27
131637.	4287.	113	556	358	28
133249.	4516.	81	240	62	29
133388.	4304.	183	447	1593	30
133715.	4731.	77	318	1372	31
134032.	3198.	79	109	7	32
130118.	3001.	123	14	128	33
134408.	3475.	616	350	173	34
133858.	6050.	461	187	221	35
133534.	4572.	100	100	150	36
134371.	3414.	256	189	7	37
133903.	3469.	161	225	190	38
134171.	3157.	332	189	177	39
128206.	3582.	100	100	21	40
127685.	1892.	100	100	150	41
129498.	3613.	100	100	21	42
127705.	3678.	100	100	854	43
129303.	7215.	100	100	990	44
127734.	3022.	100	100	170	45
131335.	2846.	100	100	182	46
133254.	3888.	100	100	85	47
130488.	3422.	100	100	12	48
124721.	8073.	100	100	150	49
124651.	2057.	100	100	149	50

Séisme	Date	Heure	Nombre d'observations	Magnitude locale	Longitude (m)
51	770625	9	4	1.49	357115.
52	770821	7	4	2.09	356935.
53	770829	5	4	1.79	358221.
54	770830	21	4	3.02	358538.
55	770920	4	6	1.21	358472.
56	771105	19	6	2.72	361021.
57	771126	9	5	1.50	359936.
58	771225	2	6	1.20	363159.
59	771225	2	6	3.05	363453.
60	780105	19	6	-99.00	360924.
61	780110	14	4	1.20	361843.
62	780113	6	5	2.58	360264.
63	780115	8	5	1.20	357044.
64	780117	7	5	1.20	361195.
65	780126	13	4	1.00	356294.
66	780126	13	4	1.20	356740.
67	780214	19	6	3.40	361106.
68	780216	23	4	1.40	365852.
69	780217	13	5	2.15	363835.
70	780224	21	6	1.50	361969.
71	780307	18	6	1.21	359912.
72	780312	4	5	1.50	360260.
73	780318	16	6	1.36	357325.
74	780326	3	5	1.50	357698.
75	780410	14	6	3.31	361165.
76	780417	15	5	3.12	361809.
77	780417	15	5	1.95	362321.
78	780507	22	4	-99.00	363519.
79	780510	0	4	1.36	360958.
80	780628	19	7	1.50	359857.
81	780628	19	7	1.00	359769.
82	780705	3	6	1.00	358958.
83	780705	5	7	1.70	358367.
84	780706	0	7	1.20	359140.
85	780710	21	5	1.00	360299.
86	780723	17	7	1.60	358690.
87	780725	4	5	1.10	360563.
88	780727	10	7	1.50	358411.
89	780727	14	6	1.00	358377.
90	780727	18	7	1.20	358382.
91	780806	7	7	2.02	359809.
92	780815	17	7	2.80	360073.
93	780815	18	7	1.50	360019.
94	780819	5	7	4.00	360144.
95	780819	5	7	1.50	359900.
96	780819	6	7	2.20	359873.
97	780819	6	7	1.11	360064.
98	780819	8	7	1.40	360214.
99	780819	18	7	1.40	360168.
100	780820	15	7	1.20	360479.

Latitude (m)	Profondeur (m)	$\Delta X$ (m)	$\Delta Y$ (m)	$\Delta Z$ (m)	Séisme
130631.	2955.	100	100	150	51
131121.	3671.	100	100	150	52
132763.	646.	100	100	150	53
127865.	3239.	100	100	150	54
130229.	2619.	143	236	629	55
127669.	1088.	12	257	484	56
124281.	4818.	100	100	34	57
128646.	385.	81	111	72	58
128945.	1518.	56	236	183	59
127234.	2341.	61	226	123	60
130587.	423.	100	100	150	61
128028.	3067.	100	100	77	62
130265.	2864.	100	100	136	63
128686.	596.	100	100	70	64
135640.	938.	100	100	150	65
134163.	2489.	100	100	150	66
127307.	2533.	3	69	305	67
126033.	2274.	100	100	150	68
128838.	1810.	100	100	262	69
132610.	4443.	150	91	93	70
127563.	2518.	155	65	293	71
127257.	3641.	100	100	117	72
128800.	2378.	43	25	196	73
130265.	2711.	100	100	71	74
127469.	2446.	51	300	154	75
134175.	5492.	100	100	20	76
134946.	5279.	100	100	138	77
127899.	2138.	100	100	150	78
126785.	2451.	100	100	150	79
127637.	1646.	48	148	25	80
127565.	2366.	146	240	474	81
122828.	2465.	28	155	170	82
122737.	2632.	122	18	31	83
122726.	1521.	116	38	629	84
122441.	816.	100	100	589	85
134116.	3822.	82	188	293	86
134913.	5027.	100	100	52	87
128903.	2200.	58	47	66	88
129320.	2293.	49	61	55	89
128930.	2117.	106	208	62	90
127488.	1550.	43	104	11	91
127658.	2414.	14	17	94	92
127629.	2076.	105	158	572	93
127787.	347.	53	150	839	94
127831.	3457.	46	30	213	95
127447.	2266.	56	136	71	96
127464.	1655.	7	84	45	97
127734.	2417.	15	81	58	98
127430.	1539.	24	63	71	99
127617.	2266.	20	24	28	100

Séisme	Date	Heure	Nombre d'observations	Magnitude locale	Longitude (m)
101	780820	23	7	3.70	360103.
102	780820	23	7	-99.00	360101.
103	780902	17	7	2.58	357805.
104	780916	16	6	1.50	358008.
105	780918	19	6	4.20	363019.
106	780918	19	6	1.87	363758.
107	780918	19	6	1.21	363214.
108	780922	2	4	1.36	360493.
109	780923	7	6	2.07	360157.
110	780925	6	6	2.12	356515.
111	780928	15	7	.00	356700.
112	781002	14	6	.00	357191.
113	781013	14	7	.00	357820.
114	781015	12	7	2.21	360011.
115	781020	19	7	2.50	362871.
116	781027	22	6	.00	357539.
117	781031	9	7	1.84	357136.
118	781128	16	7	1.95	360094.
119	781201	10	7	1.44	362007.
120	781203	21	6	1.56	360457.
121	781208	22	7	1.46	358359.
122	781215	1	5	.00	361299.
123	781216	1	6	1.76	364349.
124	781221	1	5	.00	359825.
125	790104	3	7	2.15	361724.
126	790109	15	6	2.00	364508.
127	790110	14	6	3.46	362139.
128	790114	0	6	1.83	360383.
129	790114	0	4	.00	365019.
130	790126	2	7	1.60	359743.
131	790208	0	5	1.30	360073.
132	790208	16	6	1.90	361537.
133	790212	3	5	.00	358843.
134	790310	5	4	4.00	359850.
135	790314	20	4	1.36	359337.
136	790317	17	6	2.40	356334.
137	790322	6	4	1.04	362931.
138	790326	2	6	2.60	363800.
139	790409	12	5	2.90	360693.
140	790420	20	5	3.31	363381.
141	790422	1	5	.00	360527.
142	790428	13	5	1.20	359304.
143	790430	8	6	2.20	359504.
144	790430	8	5	1.36	359680.
145	790430	10	6	3.90	359766.
146	790430	12	5	1.21	359721.
147	790430	14	6	1.70	359675.
148	790517	0	6	1.70	360977.
149	790611	6	5	1.36	360537.

Latitude (m)	Profondeur (m)	$\Delta X$ (m)	$\Delta Y$ (m)	$\Delta Z$ (m)	Séisme
127683.	2337.	2	2	11	101
127686.	2337.	13	56	58	102
127446.	2586.	86	249	234	103
129037.	3138.	121	43	241	104
127673.	3525.	45	101	240	105
127741.	3293.	49	8	35	106
127027.	3534.	65	282	203	107
132994.	3448.	100	100	150	108
127757.	2553.	74	0	209	109
127538.	3832.	133	417	145	110
134038.	249.	205	263	414	111
133452.	4190.	265	893	103	112
129747.	2335.	301	765	211	113
127385.	2843.	30	148	35	114
128176.	2061.	64	158	65	115
130544.	3087.	76	81	123	116
132381.	2598.	161	419	594	117
133059.	3825.	10	232	430	118
130212.	1093.	216	163	463	119
134128.	3837.	70	251	6	120
127917.	3105.	24	53	1563	121
128777.	104.	100	100	150	122
129939.	2280.	227	114	155	123
134812.	4201.	100	100	10	124
131979.	3668.	161	41	119	125
129543.	3233.	49	11	80	126
128139.	2373.	61	4	51	127
127408.	2186.	202	93	56	128
131094.	2958.	100	100	150	129
127502.	1888.	43	230	87	130
133344.	4562.	100	100	6	131
132482.	5523.	117	98	155	132
134004.	3622.	100	100	261	133
128759.	2800.	100	100	150	134
132373.	4307.	100	100	150	135
134196.	3513.	55	25	231	136
134564.	5320.	100	100	150	137
132206.	4564.	1	24	23	138
127874.	2624.	100	100	396	139
127460.	1920.	100	100	59	140
127705.	2392.	100	100	121	141
124910.	3812.	100	100	47	142
127457.	2314.	1	2	14	143
127620.	810.	100	100	435	144
127717.	1795.	2	13	549	145
127784.	2136.	100	100	74	146
127688.	1779.	62	38	60	147
127480.	2724.	48	155	48	148
127142.	2074.	100	100	89	149

ANNEXE II

Valeurs des niveaux plats (10 <sup>-9</sup> m.s)							
Séisme	LDB1	CES2	ART3	LAC4	MON5	OSM6	LAG7
1	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
2	.0	5.0	13.0	36.0	4.0	62.0	.0
3	.0	15.0	27.0	45.0	11.0	68.0	.0
4	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
5	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
6	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
7	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
8	.0	11.0	25.0	39.0	8.0	61.0	.0
9	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
10	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
11	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
12	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
13	.0	5.0	3.0	9.0	.0	.0	.0
14	.0	.0	.0	4.0	.0	.0	.0
15	.0	4.5	4.0	5.0	.0	.0	.0
16	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
17	.0	5.0	3.0	8.0	.0	10.0	.0
18	.0	.0	4.0	17.5	.0	23.0	.0
19	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
20	.0	10.0	4.0	11.0	.0	.0	.0
21	.0	10.0	5.0	8.0	.0	.0	.0
22	.0	4.0	2.0	10.0	.0	9.0	17.0
23	.0	4.0	3.0	8.0	.0	13.0	.0
24	.0	.0	15.0	7.5	.0	9.0	20.0
25	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
26	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
27	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
28	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
29	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
30	.0	.0	9.0	4.0	5.0	.0	.0
31	7.0	.0	5.0	3.5	4.0	.0	.0
32	8.0	.0	7.0	5.0	6.0	.0	.0
33	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
34	22.0	28.0	54.0	21.0	25.0	93.0	102.0
35	17.0	21.0	9.0	6.0	20.0	.0	29.0
36	.0	.0	6.0	2.5	.0	.0	.0
37	33.0	101.0	57.0	43.0	30.0	108.0	104.0
38	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
39	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
40	8.0	.0	10.0	3.5	8.0	15.0	.0
41	1.5	.0	.0	2.5	.0	.0	.0
42	6.0	10.0	6.0	5.5	6.0	.0	.0
43	2.0	6.0	3.0	6.0	.0	.0	.0
44	.0	.0	.0	7.0	.0	.0	15.0
45	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
46	8.0	11.0	18.0	32.0	10.0	12.0	.0
47	3.0	6.0	8.0	7.0	.0	.0	15.0
48	.0	.0	.0	1.5	.0	.0	.0
49	.0	.0	.0	4.0	.0	.0	12.0

Tableau 1

Valeurs des niveaux plats (10 <sup>-9</sup> m.s)							
Séisme	LDB1	CES2	ART3	LAC4	MON5	OSM6	LAG7
50	.0	.0	.0	4.5	.0	.0	22.0
51	.0	.0	.0	.0	.0	.0	21.0
52	31.0	41.0	30.0	34.0	.0	65.0	.0
53	.0	.0	.0	10.0	.0	.0	.0
54	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
55	.0	.0	4.0	5.0	.0	.0	17.0
56	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
57	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
58	.0	.0	.0	36.0	.0	.0	80.0
59	37.0	.0	51.0	.0	.0	.0	.0
60	9.0	.0	10.0	33.0	.0	.0	.0
61	.0	.0	.0	20.0	.0	.0	.0
62	10.0	.0	.0	35.0	.0	.0	.0
63	.0	.0	5.0	12.0	.0	.0	.0
64	.0	.0	.0	15.0	.0	.0	.0
65	10.0	.0	2.0	.0	.0	.0	.0
66	8.0	.0	8.0	18.0	.0	.0	.0
67	30.0	.0	15.0	37.0	.0	.0	.0
68	.0	.0	.0	14.0	.0	.0	27.0
69	20.0	.0	12.0	15.0	.0	.0	22.0
70	.0	.0	.0	.0	.0	.0	24.0
71	.0	.0	.0	.0	2.0	.0	.0
72	.0	.0	.0	15.0	.0	.0	.0
73	12.0	.0	6.0	12.0	.0	.0	20.0
74	12.0	.0	.0	.0	.0	.0	17.0
75	79.0	.0	82.0	73.0	.0	71.0	54.0
76	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
77	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
78	10.0	.0	9.0	24.0	.0	.0	88.0
79	.0	.0	.0	9.0	.0	.0	.0
80	1.2	9.0	1.5	10.0	21.0	.0	.0
81	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
82	3.0	30.0	7.0	.0	5.0	.0	.0
83	5.4	9.0	30.0	7.0	10.0	.0	.0
84	3.0	.0	12.0	4.0	.0	.0	.0
85	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
86	8.0	.0	3.0	1.5	7.0	.0	20.0
87	8.0	.0	2.0	.0	.0	24.0	19.0
88	4.0	10.0	3.5	1.5	9.0	.0	28.0
89	1.5	5.0	1.5	.9	3.0	35.0	.0
90	3.3	8.0	2.5	1.5	3.0	36.0	44.0
91	21.0	25.0	.0	5.0	47.0	61.0	65.0
92	35.0	67.0	.0	22.0	63.0	.0	85.0
93	10.0	.0	2.0	2.0	15.0	38.0	.0
94	99.0	121.0	172.0	107.0	146.0	41.0	312.0
95	12.0	15.0	3.0	4.0	.0	30.0	35.0
96	25.0	36.0	21.0	13.0	62.0	42.0	51.0
97	18.0	25.0	22.0	8.0	40.0	54.0	72.0
98	8.0	.0	3.0	2.0	7.0	31.0	20.0
99	15.0	8.0	7.0	3.0	22.0	36.0	55.0

Valeurs des niveaux plats ( $10^{-9}$ m.s)							
Séisme	LDB1	CES2	ART3	LAC4	MON5	OSM6	LAG7
100	5.0	.0	2.0	2.0	15.0	42.0	27.0
101	73.0	92.0	95.0	81.0	83.0	78.0	54.0
102	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
103	25.0	62.0	26.0	21.0	60.0	82.0	72.0
104	6.0	11.0	.0	.0	5.0	27.0	31.0
105	99.0	73.0	.0	.0	41.0	.0	211.0
106	33.0	.0	.0	.0	35.0	.0	65.0
107	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
108	4.5	.0	.0	.0	.0	.0	20.0
109	21.0	.0	.0	.0	.0	.0	43.0
110	10.5	.0	.0	.0	.0	.0	42.0
111	28.0	.0	.0	.0	.0	55.0	60.0
112	5.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
113	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
114	7.0	.0	.0	.0	.0	18.0	.0
115	32.0	26.0	.0	.0	25.0	38.0	52.0
116	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
117	61.0	.0	.0	.0	19.0	82.0	125.0
118	27.5	20.0	12.0	15.0	4.0	83.0	103.0
119	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
120	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
121	.0	15.0	2.0	.0	5.0	.0	.0
122	.0	.0	.0	.0	29.0	.0	42.0
123	.0	.0	5.0	.0	8.0	.0	.0
124	10.0	.0	.0	.0	.0	22.0	18.0
125	16.0	50.0	.0	37.0	54.0	.0	.0
126	8.0	20.0	20.0	21.0	6.0	.0	.0
127	37.5	52.0	.0	41.0	38.0	.0	.0
128	3.7	8.0	10.0	5.0	8.0	.0	.0
129	.0	2.0	7.0	.0	.0	.0	.0
130	9.0	.0	3.0	.0	.0	.0	.0
131	10.0	.0	3.0	.0	.0	32.0	40.0
132	32.0	12.0	5.0	4.0	.0	59.0	84.0
133	20.0	.0	3.0	3.0	.0	54.0	32.0
134	9.0	.0	5.0	.0	.0	.0	.0
135	27.0	.0	.0	.0	.0	41.0	.0
136	23.0	.0	4.0	4.0	.0	90.0	.0
137	12.0	.0	4.0	.0	.0	.0	55.0
138	93.0	.0	11.0	9.0	.0	57.0	48.0
139	41.0	26.0	.0	8.0	.0	.0	72.0
140	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
141	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
142	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
143	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
144	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
145	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
146	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
147	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
148	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
149	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0

Valeurs des fréquences de coupure (en Hz)							
Séisme	LDB1	CES2	ART3	LAC4	MON5	OSM6	LAG7
1	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
2	.0	20.0	17.0	9.0	20.0	11.0	.0
3	.0	18.0	18.0	12.0	20.0	11.0	.0
4	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
5	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
6	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
7	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
8	.0	24.0	16.0	16.0	22.0	16.0	.0
9	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
10	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
11	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
12	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
13	.0	11.0	10.0	10.0	.0	.0	.0
14	.0	.0	.0	12.0	.0	.0	.0
15	.0	11.0	12.0	12.0	.0	.0	.0
16	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
17	.0	23.0	14.0	20.0	.0	20.0	.0
18	.0	.0	13.0	12.0	.0	9.0	.0
19	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
20	.0	19.0	15.0	21.0	.0	.0	.0
21	.0	15.0	15.0	18.0	.0	.0	.0
22	.0	25.0	20.0	15.5	.0	21.0	12.5
23	.0	22.0	17.0	20.0	.0	22.0	.0
24	.0	.0	14.0	16.5	.0	25.0	17.0
25	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
26	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
27	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
28	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
29	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
30	.0	.0	11.0	16.0	10.5	.0	.0
31	20.0	.0	21.0	15.0	12.0	.0	.0
32	13.0	.0	14.0	15.5	15.0	.0	.0
33	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
34	11.0	14.0	11.0	16.0	15.0	11.0	16.0
35	10.0	11.0	11.0	14.5	10.0	.0	18.0
36	.0	.0	20.0	21.0	.0	.0	.0
37	12.0	7.0	11.0	6.0	11.0	10.5	5.0
38	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
39	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
40	19.0	.0	20.0	14.0	17.0	20.0	.0
41	25.0	.0	.0	18.0	.0	.0	.0
42	22.0	20.0	20.0	16.5	19.0	.0	.0
43	25.0	25.0	23.0	17.0	.0	.0	.0
44	.0	.0	.0	16.0	.0	.0	15.0
45	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
46	13.0	17.0	9.0	18.0	14.0	16.0	.0
47	17.0	18.0	14.0	17.0	.0	.0	17.0
48	.0	.0	.0	26.0	.0	.0	.0
49	.0	.0	.0	11.5	.0	.0	11.0

Tableau 2

Valeurs des fréquences de coupure (en Hz)							
Séisme	LDB1	CES2	ART3	LAC4	MON5	OSM6	LAG7
50	.0	.0	.0	14.0	.0	.0	12.0
51	.0	.0	.0	.0	.0	.0	8.0
52	4.0	5.0	9.0	10.0	.0	2.5	.0
53	.0	.0	.0	14.0	.0	.0	.0
54	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
55	.0	.0	14.0	18.0	.0	.0	15.0
56	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
57	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
58	.0	.0	.0	10.5	.0	.0	13.0
59	10.0	.0	4.0	.0	.0	.0	.0
60	13.0	.0	12.0	15.0	.0	.0	.0
61	.0	.0	.0	11.0	.0	.0	.0
62	11.5	.0	.0	13.0	.0	.0	.0
63	.0	.0	16.0	14.5	.0	.0	.0
64	.0	.0	.0	14.0	.0	.0	.0
65	11.0	14.0	.0	.0	.0	.0	.0
66	13.0	.0	12.0	10.5	.0	.0	.0
67	10.0	.0	10.0	15.0	.0	.0	.0
68	.0	.0	.0	12.5	.0	.0	12.0
69	13.0	.0	10.5	7.0	.0	.0	8.0
70	.0	.0	.0	.0	.0	.0	14.0
71	.0	.0	.0	.0	22.0	.0	.0
72	.0	.0	.0	18.0	.0	.0	.0
73	12.0	.0	14.0	.0	.0	.0	15.0
74	12.0	.0	.0	.0	.0	.0	13.0
75	10.0	.0	10.5	11.5	.0	11.0	13.0
76	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
77	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
78	14.0	.0	14.0	10.5	.0	.0	12.0
79	.0	.0	.0	15.0	.0	.0	.0
80	17.0	20.0	27.0	17.0	25.0	.0	.0
81	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
82	11.0	11.0	14.0	.0	12.0	.0	.0
83	11.5	10.0	14.0	13.0	13.0	.0	.0
84	11.0	.0	14.0	13.0	.0	.0	.0
85	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
86	23.0	.0	12.0	10.0	15.0	10.5	13.0
87	20.0	.0	14.0	.0	.0	.0	.0
88	20.0	17.0	14.0	14.0	15.0	.0	13.0
89	20.0	15.0	15.0	14.0	11.0	17.0	.0
90	16.5	21.0	14.0	14.0	.0	15.0	12.0
91	19.0	22.0	.0	15.0	16.0	15.0	13.0
92	11.2	12.0	12.0	11.0	11.0	.0	10.5
93	11.0	.0	15.0	13.0	20.0	17.0	.0
94	6.0	10.0	8.0	10.0	3.0	10.0	5.0
95	20.0	25.0	14.0	12.0	.0	20.0	16.0
96	13.0	12.0	13.0	14.0	11.0	20.0	14.0
97	14.0	20.0	15.0	15.0	17.0	15.0	13.0
98	15.0	.0	13.0	13.0	.0	20.0	14.0
99	14.0	14.0	13.0	12.0	11.0	25.0	17.0

Valeurs des fréquences de coupure (en Hz)							
Séisme	LDB1	CES2	ART3	LAC4	MON5	OSM6	LAG7
100	14.0	.0	14.0	.0	20.0	15.0	14.0
101	10.0	.0	.0	11.0	.0	11.0	12.0
102	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
103	13.0	.0	14.0	14.0	12.0	11.0	11.0
104	16.0	.0	.0	.0	20.0	20.0	15.0
105	8.0	12.0	.0	.0	11.0	.0	11.0
106	15.0	.0	.0	.0	.0	.0	12.0
107	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
108	11.0	.0	.0	.0	.0	.0	15.0
109	13.0	.0	.0	.0	.0	.0	14.0
110	14.5	.0	.0	.0	.0	.0	14.0
111	13.0	.0	.0	.0	.0	10.0	11.0
112	18.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
113	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
114	15.0	.0	.0	.0	.0	13.0	.0
115	13.0	17.0	.0	.0	.0	20.0	14.0
116	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
117	15.0	.0	.0	.0	17.0	14.0	10.5
118	14.0	11.0	11.0	8.0	11.0	8.0	12.0
119	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
120	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
121	.0	25.0	17.0	.0	22.0	.0	.0
122	.0	.0	.0	.0	21.0	.0	17.0
123	.0	.0	13.0	.0	20.0	.0	.0
124	16.0	.0	.0	.0	.0	16.0	14.0
125	14.5	18.0	.0	15.0	.0	.0	.0
126	17.0	18.0	20.0	10.0	26.0	.0	.0
127	11.0	8.0	.0	11.0	12.0	.0	.0
128	13.0	14.0	18.0	17.0	17.0	.0	.0
129	.0	15.0	20.0	.0	.0	.0	.0
130	18.0	.0	14.0	.0	.0	.0	.0
131	20.0	.0	14.0	.0	.0	20.0	13.0
132	13.0	11.0	18.0	.0	.0	10.0	11.0
133	15.0	.0	15.0	10.0	.0	10.0	12.0
134	13.0	.0	13.0	.0	.0	.0	.0
135	14.0	.0	.0	.0	.0	15.0	.0
136	12.0	.0	11.0	10.0	.0	12.0	.0
137	12.0	.0	14.0	.0	.0	.0	12.0
138	.0	.0	12.0	9.0	.0	12.0	12.0
139	12.0	13.0	.0	12.0	.0	.0	12.0
140	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
141	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
142	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
143	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
144	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
145	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
146	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
147	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
148	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
149	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0

Valeurs des pentes des spectres							
Séisme	LDB1	CES2	ART3	LAC4	MON5	OSM6	LAG7
1	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
2	.0	-3.0	-3.5	-2.0	-2.5	-2.0	.0
3	.0	-3.3	-4.1	-3.0	-3.6	-2.1	.0
4	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
5	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
6	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
7	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
8	.0	-3.8	-3.0	-2.0	-3.2	-2.7	.0
9	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
10	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
11	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
12	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
13	.0	-2.5	-2.5	-2.5	.0	.0	.0
14	.0	.0	.0	-2.2	.0	.0	.0
15	.0	-2.8	-2.7	-2.4	.0	.0	.0
16	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
17	.0	-2.4	-3.2	-3.0	.0	-3.2	.0
18	.0	.0	-3.3	-2.7	.0	-1.4	.0
19	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
20	.0	-3.0	-2.5	-2.6	.0	.0	.0
21	.0	-2.4	-2.5	-3.0	.0	.0	.0
22	.0	-3.0	-2.7	-2.7	.0	-1.6	-2.0
23	.0	-3.5	-3.3	-2.5	.0	-1.9	.0
24	.0	.0	-3.0	-2.3	.0	-2.0	-2.0
25	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
26	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
27	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
28	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
29	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
30	.0	.0	-2.6	-2.9	-2.0	.0	.0
31	-2.0	.0	-3.0	-2.5	-1.5	.0	.0
32	-2.6	.0	-2.8	-2.8	-2.1	.0	.0
33	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
34	-2.4	-2.0	-2.0	-2.3	-2.3	-1.3	-1.9
35	-2.5	-2.0	-2.7	-2.4	-2.5	.0	-1.8
36	.0	.0	-2.5	-2.8	.0	.0	.0
37	-3.0	-2.0	-2.4	-1.6	-2.1	-1.8	-2.0
38	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
39	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
40	-1.9	.0	-2.0	-3.0	-2.0	-1.8	.0
41	-3.0	.0	.0	-2.7	.0	.0	.0
42	-3.6	-4.0	-3.4	-3.0	-2.0	.0	.0
43	-2.5	-3.0	-2.8	-2.9	.0	.0	.0
44	.0	.0	.0	-2.1	.0	.0	-1.6
45	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
46	-3.1	-3.0	-2.1	-2.6	-2.0	-2.5	.0
47	-2.2	-2.2	-3.1	-2.4	.0	.0	-1.6
48	.0	.0	.0	-2.2	.0	.0	.0
49	.0	.0	.0	-2.8	.0	.0	-2.0

Tableau 3

Valeurs des pentes des spectres							
Séisme	LDB1	CES2	ART3	LAC4	MON5	OSM6	LAG7
50	.0	.0	.0	-2.4	.0	.0	-2.3
51	.0	.0	.0	.0	.0	.0	-1.6
52	-2.1	-1.8	-2.0	-1.7	.0	-1.6	.0
53	.0	.0	.0	-2.5	.0	.0	.0
54	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
55	.0	.0	-2.0	-3.1	.0	.0	-2.0
56	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
57	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
58	.0	.0	.0	-2.4	.0	.0	-2.6
59	-3.2	.0	-2.6	.0	.0	.0	.0
60	-3.5	.0	-3.1	-3.2	.0	.0	.0
61	.0	.0	.0	-2.0	.0	.0	.0
62	-2.9	.0	.0	-2.8	.0	.0	.0
63	.0	.0	-2.7	-2.5	.0	.0	.0
64	.0	.0	.0	-2.3	.0	.0	.0
65	-4.5	.0	-3.2	.0	.0	.0	.0
66	-3.4	.0	-2.5	-2.3	.0	.0	.0
67	-3.0	.0	-2.6	-2.2	.0	.0	.0
68	.0	.0	.0	-2.7	.0	.0	-2.5
69	-3.4	.0	-3.0	-2.5	.0	.0	-2.4
70	.0	.0	.0	.0	.0	.0	-3.0
71	.0	.0	.0	.0	-2.3	.0	.0
72	.0	.0	.0	-2.4	.0	.0	.0
73	-3.0	.0	-2.8	-1.7	.0	.0	-2.5
74	-2.5	.0	.0	.0	.0	.0	-2.4
75	-2.9	.0	-2.2	-1.8	.0	-2.1	-2.0
76	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
77	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
78	-3.2	.0	-2.5	-2.2	.0	.0	-2.2
79	.0	.0	.0	-2.0	.0	.0	.0
80	-2.8	-2.0	-3.0	-2.6	-2.5	.0	.0
81	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
82	-1.8	-1.7	-2.2	.0	-1.5	.0	.0
83	-2.5	-2.5	-2.5	-2.4	-2.0	.0	.0
84	-3.0	.0	-3.2	-2.0	.0	.0	.0
85	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
86	-2.8	.0	-2.5	-2.3	-2.5	-2.0	-2.1
87	-2.1	.0	-2.4	.0	.0	-2.1	-2.0
88	-3.2	-2.7	-4.0	-2.9	-2.3	.0	-2.0
89	-3.0	-2.3	-3.0	-3.0	-1.9	-3.0	.0
90	-3.1	-3.0	-3.0	-2.5	-2.2	-2.2	-2.4
91	-3.0	-2.5	.0	-2.5	-2.4	-2.0	-2.3
92	-2.3	-2.0	-2.4	-2.7	-2.5	.0	-2.0
93	-2.9	.0	-3.0	-2.5	-1.8	-2.2	.0
94	-1.8	-1.7	-2.4	-2.3	-1.9	-2.3	-2.0
95	-3.1	-2.1	-3.0	-2.7	.0	-2.2	-3.0
96	-2.8	-2.4	-3.0	-3.0	-2.1	-2.0	-2.5
97	-3.0	-2.6	-3.6	-2.8	-3.0	-2.8	-2.7
98	-3.1	.0	-3.7	-3.3	-2.7	-2.9	-2.8
99	-2.9	-2.4	-3.2	-2.3	-2.0	-2.6	-3.0

Valeurs des pentes des spectres							
Séisme	LDB1	CES2	ART3	LAC4	MON5	OSM6	LAG7
100	-3.0	.0	-2.8	-2.0	-2.0	-2.6	-3.0
101	-2.2	-1.8	-2.5	-2.5	-1.9	-2.7	-2.2
102	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
103	-2.8	-2.3	-3.0	-2.8	-2.4	-2.1	-2.5
104	-3.2	-2.5	.0	.0	-3.2	-2.4	-3.0
105	-2.5	-2.8	.0	.0	-2.3	.0	-3.0
106	-3.3	.0	.0	.0	-3.0	.0	-3.0
107	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
108	-2.6	.0	.0	.0	.0	.0	-3.0
109	-3.3	.0	.0	.0	.0	.0	-3.0
110	-3.2	.0	.0	.0	.0	.0	-2.6
111	-3.4	.0	.0	.0	.0	-2.0	-2.8
112	-3.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
113	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
114	-2.1	.0	.0	.0	.0	-2.5	.0
115	-2.4	-1.9	.0	.0	-1.6	-2.3	-2.5
116	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
117	-2.5	.0	.0	.0	-2.0	-2.5	-2.2
118	-2.4	-2.9	-3.3	-2.9	-2.8	-2.1	-2.0
119	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
120	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
121	.0	-2.0	-3.0	.0	-2.3	.0	.0
122	.0	.0	.0	.0	-1.7	.0	-1.5
123	.0	.0	-2.6	.0	-2.2	.0	.0
124	-2.8	.0	.0	.0	.0	-2.5	-1.8
125	-2.9	-2.5	.0	-3.0	-2.0	.0	.0
126	-3.0	-2.6	-3.1	-3.0	-2.5	.0	.0
127	-1.9	-2.0	.0	-2.4	-2.2	.0	.0
128	-2.0	-2.9	-3.0	-3.2	-2.0	.0	.0
129	.0	-2.9	-3.1	.0	.0	.0	.0
130	-3.0	.0	-3.1	.0	.0	.0	.0
131	-2.6	.0	-3.2	.0	.0	-2.1	-2.5
132	-2.6	-2.8	-3.5	-2.4	.0	-2.3	-2.6
133	-3.2	.0	-3.2	-2.6	.0	-2.0	-2.5
134	-3.0	.0	-3.1	.0	.0	.0	.0
135	-2.5	.0	.0	.0	.0	-2.0	.0
136	-2.8	.0	-3.1	-2.5	.0	-2.2	.0
137	-2.0	.0	-3.4	.0	.0	.0	-2.1
138	-1.9	.0	-3.0	-3.0	.0	-2.0	-2.4
139	-2.8	-3.0	.0	-2.5	.0	.0	-2.0
140	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
141	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
142	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
143	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
144	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
145	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
146	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
147	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
148	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0
149	.0	.0	.0	.0	.0	.0	.0

ANNEXE III

SEISMIC RESPONSE OF A GEOLOGICAL STRUCTURE

TO A GAS FIELD EXPLOITATION

by

Bruno FEIGNIER

and

Jean-Robert GRASSO

Observatoire de Grenoble

LABORATOIRE DE GEOPHYSIQUE INTERNE ET TECTONOPHYSIQUE

IRIGM, BP 53X, 38041 GRENOBLE, FRANCE

### Abstract

From August 1976 to June 1979, more than 220 seismic events were recorded by a 7-station network operating over an exploited gas field in France. 120 earthquakes with magnitudes greater than 1.0 were selected. These earthquakes were located using high-precision routines (3D inversion techniques) in order to correlate them to geological data, which were obtained by bore-hole observations and seismic profiles. With these two high-quality data sets, each event may be attributed to a precise geological entity. The focal mechanisms were drawn to understand the response of the geological structure to depressurization. Because of the weak number of seismological stations, composite mechanisms are used. One of the main results of this study is that all the seismic activity occurs on pre-existing discontinuities. In this prefractured medium, faults with the most favorable orientation are reactivated. In the part of the gas field where no pre-existing faults were known, earthquakes occur on stratigraphic interfaces. Another interesting result is the major influence of the depletion on the local displacements and strain field. The regional tectonic stress field ( $\sigma_1 = N120^\circ$ ,  $\sigma_3 = N30^\circ$ ) is deduced from natural earthquakes occurring 20 km away from the gas field. Our deformation model, defined by induced seismicity, does not show any obvious relationship with these two directions, but denotes the downward motion of a rigid block located close to the top of the gas field.

### Introduction

As shown by many authors [Yerkes and Castle, 1976; Milne and Berry, 1976; Rothe and Lui, 1983; Pennington et al., 1986; Mereu et al., 1986, Wetmiller, 1986], induced seismicity in oil or gas fields allows new investigations of the seismic response of a structure under various strain conditions. Study of the local stress tensor, precise properties of the seismic sources and differential compaction in the reservoir may be assessed because of the unusually accurate mechanical properties and geological structures. These characteristics are obtained from exploration and exploitation data. On the other hand, the effect of depressurization due to fluid extraction and correlative structural deformation must be introduced as new unknowns [Kovach, 1974].

In this study, earthquakes induced by the exploitation of a french gas field are analyzed to understand the response of the structure to depletion. For this purpose, we correlate a geological data set obtained from numerous bore-hole observations and seismic profiles with event locations. Simultaneous 3D velocity structure and earthquake parameter inversions are performed to accurately compute this information. Then, focal mechanisms of these earthquakes are obtained in order to assess the role that earthquakes play in the geometry and kinematic of the deformation of this shallow structure. The direct deformation model we built fit more than 90% of the calculated focal mechanism data. Even if one may argue that others solutions (inverse methods) are available, e.g the solution which is the

optimum fit in the least square sense to a homogeneous stress tensor, it is an other purpose and we have no evidence that such a request (homogeneous property) is a "well-posed" problem for our case study (dome structure at shallow depth). The coherency we obtain is unmistakably strong with regards to the scale of the rupture we used ( $1 < M_l < 4.2$  located within a  $10 \times 10 \times 5 \text{ km}^3$  volume). We try to demonstrate that our quantitative knowledge of both the involved geometric structure and the trigger and sustenance of the deformation can move forward the limits of resolution (in its optic sense) of equivalent microseismotectonic studies. The new limits we reach are linked to heterogeneity and discontinuity scales, smaller than the size of the trigger. We first describe the geological knowledge of our test site and present the synthetic structural entities. These are defined according to their mechanical properties with regard to the problem of rupture generation, geometrical discontinuities and scale limitations due to the accuracy of the earthquake locations. Then, the seismological information and our method of investigation testify that we privilege the use of a-priori known information (hypocenter alignments, pre-existing discontinuities) which particularize this study, in order to understand the deformation patterns inferred by the seismic rupture analysis. The synthesis of the rupture geometry uses 116 of the 120 available focal mechanisms, which are classified into 15 composite mechanisms. A collapsing zone is identified to a subsiding rigid block at the top of the gas field.

Finally, we analyze the slip vectors to establish the respective influence of both local perturbation due to fluid withdrawal and regional tectonic setting.

### Geological data

The site is located on the French Pyrenean foreland (Latitude  $43.25^\circ \text{N}$ , Longitude  $0.40^\circ \text{W}$ ). An oil field was first discovered in 1950 at 500 meters depth. Subsequently, in 1951, a gas field was found at 3500 meters depth, under the oil field. It covers an area 100 square kilometers wide. The geologic structure is a dome (Figure 1), with an elliptic trend (main axis in the  $\text{N}120^\circ$  direction). The exploitation of this gas field began in 1957, with a constant extracting rate during the period covered by this study [Grasso and Wittlinger, 1988].

The gas producing levels are within dolomitic sandstones and limestones from Portlandian to Barremian age (140 to 120 Ma). The trap for the gas is an impermeable marly layer of lower Aptian age (110 Ma) about 1000 meters thick. Above the marls lies an Albo-Aptian calcareous reef 2000 meters thick. This reef is overlaid by the oil reservoir, which is itself covered by molassic Tertiary strata. From 1957 to 1979, the total gas pressure drop in the reservoir was about 49 MPa [Grasso and Wittlinger, 1988].

To determine the geological association of each seismic event, a 3D interpolation was performed for the 5 main geological layers by Grasso and Feignier [1988]. Initially, they used 14 horizons to describe the field. Then they defined 5 synthetic entities according both to layer thickness (2 time greater than earthquake location accuracy) and mechanically distinct properties with regard to the problem

of earthquake generation. They use the measured values of depth, for each level, in the 70 wells (38 of them reach the gas reservoir) and interpolate between the wells (Figure 1). At the end of this geostatistic process, the depth residuals are minimized using data of the highest and lowest horizons. Thus, a seismic event may be associated with a geological formation. The purpose of studying seismic ruptures according to the properties of the rock matrix in which they are located is presented in a parallel study [Grasso and Feignier, 1988]. In this work, we focalize on the seismic response of the deformation of the shallow dome structure of the field.

#### Seismological data

The first earthquake was felt during 1969, 12 years after the beginning of the exploitation. Two other events, with magnitudes ranging from 3 to 4, were recorded by the french national network during the 1969-1973 period. Prior to these events, no historic seismicity was known [Vogt, 1982]. In 1974, a telemetred seismograph network was deployed over the gas field. Four stations were initially installed, and the array was subsequently expanded up to include eight stations since 1982. This study uses data from August 1976 to June 1979, during which, seven analogic stations were operating [Wittlinger, 1980]. The network recorded more than 220 events with magnitudes  $M_l$  ranging from 1.0 to 4.2. The selected criterion for these events is the reading of at least six arrival times per event.

The standard locations obtained with a homogeneous velocity model [Grasso

and Wittlinger, 1988] had a one-kilometer depth resolution too poor to correlate the seismic events to the geological data, *i.e* the location uncertainties in depth are greater than some layer thicknesses. Therefore, relocations of seismic events were calculated using a three-dimensional inversion technique which solves simultaneously for changes in block velocities and hypocenter locations [Grasso and Wittlinger, 1988]. Of more than 220 earthquakes, only 149 events have been selected according to stable relocation criteria [Grasso and Wittlinger, 1988]. Location uncertainties are estimated according to the location discrepancy obtained with 3 different sub-data from the whole data set. The largest perturbation between the 3 solutions allows them to define error bars. The resulting hypocentral location uncertainties show accuracies in the range of 0.1 km and 0.15 km in depth. These results are consistent with the one obtained with simple geometry but similar depth range and standard techniques (see for example Haessler *et al.*, [1988], Foulger, [1988]). Most of the events are relocated within the boundaries of the gas field extension (Figure 2). The global roughly circular clustering activity of the area coincides with the estimated contour of the gas field and clearly particularizes the seismicity compared to the regional one [Grasso and Wittlinger, 1988]. Moreover, the envelope of the event depths defines, during the 1976-1979 period, a geometrical entity very close to the dome structure of the gas reservoir (Figure 3). Then, the event depths are not randomly oriented throughout the gas field. The hypocentral locations fit the gas reservoir extension. The aseismic behavior of the western part of the field is clearly related by Grasso and Feignier [1988] to geomechanical lateral variations. One purpose of this study is to test either the geometry of the ruptures of the seismically

active volume which stands over the gas reservoir, are randomly oriented because of the small magnitude of the events, or if our geological and seismological data set constrain these rupture orientations and allow to define a possible model for the global deformation of this structure.

In this way, 120 events had sufficiently impulsive P-wave pulses to define the first-motion directions. Focal mechanism technique is used but nodal planes are poorly defined, because of point deficiency on the focal sphere (maximum of 7 points). Of course, we need to make assumptions, in order to deal with the whole data set. Therefore, we used accurate earthquake location and geological knowledge of the associated shallow structure. Then, we attempt to establish the style of deformation in a producing gas field by correlating composite fault plane solutions with detailed knowledge of geological structures of the field.

**Method and Investigations**

To check the validity of such a microearthquake study, when knowledge of both earthquake location and rupture geometries reach its own bounds, we clearly privilege the use of a-priori known information (hypocenter alignments, pre-existing discontinuities), which particularizes this study, verse a process using minimization techniques [ *e.g Vasseur et al., 1983*], to assemble earthquakes for composite mechanisms. Instead of searching for a homogeneous stress field which best fit the data set, we demonstrate we can extract from the whole data set a

possible deformation model, without working with the admitted regional stress field [*Gagnepain-Beyneix et al., 1982*]. To construct the polarity plots, we used the relocated events of *Grasso and Wittlinger [1988]*, which greatly contribute to fit the travel time residuals because the true velocity model of the area is three-dimensional. On the other hand, *Michael [1988]* has shown that the focal mechanisms of the earthquakes were not significantly changed by the use of a three dimensional velocity model, then, a one-dimensional velocity model is used to compute the ray-parameter. Local refraction profiles, relocation of local explosions with a 400 m accuracy, adjustment of well-logs and the use of two-dimensional ray-tracing models verified that the one-dimension velocity model used was reasonably accurate [*Wittlinger, 1980*]. To enhance nodal planes definition, composite focal mechanisms were generated by adding consistent individual mechanisms, thus, families of coherent behavior have to be defined. One interest of the data set is the geomechanical location of events. The opportunity to test the geometric criterion of the ruptures according to their geological identities is detailed in *Grasso and Feignier [1988]*. For each geological layer, the first-motions of the associated events are drawn on the same focal sphere. In this first attempt, nodal planes cannot be defined, because of the lack of coherency at the lithological scale. They conclude that the rupture orientations are not governed by the mechanical behaviour of the level where the earthquakes occur. In terms of rupture geometries, the response of the dome to depressurization is common to the whole structure and the particular behaviour of a given level cannot be isolated with a focal mechanism study.

In order to find rupture geometries, numerous cross-sections were drawn all over the gas field area. Events located at less than 500 meters from the selected vertical plane were orthogonally projected. Azimuth of cross-sections were chosen according to known structural strikes: N30°, N120° [Gallart *et al.*, 1985; Daignières *et al.*, 1982] and at 45° of the previous ones (N75°, N165°) to enhance the 3D view of the event distribution. Twelve cross-sections are drawn for each azimuth. They are regularly spaced by 1 km, because of the "thickness" due to the earthquake projections. A detailed study of these cross-sections shows that numerous events occur near or at the lower-upper Aptian interface. Furthermore, this interface is characterized by an important lithological change from marly layers (lower-Aptian) to the calcareous reef (upper-Aptian). Events are selected if they occur at less than 150 m above or below the interface previously defined. This errorbar corresponds with the average depth uncertainty of the events. Thus, inherent to this stratigraphical criterion and because of the dome structure, events are divided into two groups: one near the top of the dome (where strata are subhorizontal) and the other over its northern flank where dip approaches 25°.

On the northern flank, 14 events built a composite mechanism (Figure 4a) with the following nodal planes: N100° 40° N (strike and dip)- N150° 60° W. Numerical values of the associated fault planes with, P and T axes are obtained using the standard double-couple model and are detailed in Table 1. The focal sphere of this composite mechanism is shown in Figure 4a. The depth distribution of these events is given on the vertical cross-section of Figure 4a. The use of composite mechanisms allows the choice of the fault plane according to geometrical criteria. An

example is provided in the cross-section displayed in Figure 5 where event locations clearly show an alignment of the seismic sources. This alignment is the intersection between the fault surface and the vertical plane of the section. In Figure 5, this intersection is defined by the projection of hypocenters located at less than 5 km of the section. Then, the line defined by the dip of this alignment and the cross-section azimuth is reported on the focal sphere. The position of this line is ideally located on one of the nodal planes which can be defined as the fault plane. Alternatively, other criteria may be used as consistence with a fault plane deduced from reflection seismic profiles or bore-hole observations. In this case study, the alignment of seismic sources undoubtedly designates the N100° 40° N plane as the fault plane. However, even if the N100° direction is close to the stratigraphy azimuth value, the dip shows a 10 to 15° discrepancy with geology. These problems of dip discrepancy could be detailed as two strips of high dip fault planes (40-45°) in a general background of low dip planes (25-35°). They could be interpreted as kink-bands over the northern flank because their average azimuth (N110°) is consistent with the stratigraphic one. However, the error bar of the individual mechanisms prevent us of reading too much into the data.

At the top of the dome, nodal planes are: N30° 10° W - N80° 80° S (Figure 4b). The first nodal plane is nearly horizontal and we assume that it is the rupture plane previously described. Slip on this reverse fault is coherent with the one observed on the northern flank. This leads us to consider a global layer-over-layer slip on a stratigraphic discontinuity.

The striking feature of Figure 2 is a concentration of about 30 events located in the oil field extension designated by *Grasso and Wittlinger* [1988] as the "Southern Swarm". Associated with this swarm are 26 events which have available first-motions. From these we find 3 families of consistent mechanisms (Figures 4c, d and e). The cartographic representation of the three fault planes of the Southern Swarm (Figure 6) shows the link of a strike-slip fault between two reverse faults. A detailed temporal analysis of this area (Figure 7) shows that time duration of the strike-slip activity (family c) is very short relatively to a and b families and underlines the role of the strike-slip fault as a link between the reverse faults. Such a phenomena is close to those described in analogic laboratory investigation studies which relates model experiment to seismotectonic field observation (see for example, *Spicak and Lokajicek*, [1986]). This process, even using  $M_l > 3$  event distribution clearly demonstrates that, at this km<sup>3</sup> scale, P-axes cannot be interpreted as main compression axes but are related to displacements over pre-existing discontinuities. This discrepancy of the P-axes from the main compression axis for shallow earthquakes and pre-existing faults has already been abundantly demonstrated [*i.e.*, *McKenzie*, 1969, *Célérier*, 1988].

At this step, 47 individual mechanisms are explained, *i.e.* 40% of all available mechanisms. For the other events, no clear geometry appears. We decided to test the individual mechanisms according to their geographical location. Four zones were defined, as shown in Figure 8. Composite mechanisms of these zones are presented in the following section.

Four couples of nodal planes are established over the northern zone (see Table 1 and Figures 4f, 4g, 4h and 4i). The main result is that for three of these families a nodal plane approximatively N110° 35°N is found. This value, close to the stratigraphy, allows us to extend the layer-over-layer slip interpretation to the whole northern part of the gas field. The third family, N78° 20°S - N95° 74°N, is built with events located at the top of the structure, so the N78° 20°S plane can be considered as a subhorizontal displacement plane, consistent with stratigraphy. The fourth family denotes normal motions, they are interpreted as local adjustments over the stratigraphic discontinuity. Adding these families with the other ones previously defined, 49 seismic events are supposed to occur on stratigraphic discontinuities.

In the southern zone, 6 events with impulsive first-motions are available. They are all consistent with two N105° 60°S - N75° 40°N nodal planes (Figure 4j). Alignment of these events on cross-sections is consistent with two parallel N105° 60°S fault planes. Moreover, this fault, with the same azimuth and dip, has been clearly established by bore-hole observations (Figure 9).

The eastern part of the field shows two different families of nodal planes (Figures 4n and 4o). The most important one includes 11 events. N18° 48°E - N160° 48°W are the corresponding nodal planes. N18° 48°E is coherent with the alignments of events (Figure 10), and with the observed reverse movement of composite mechanism. The other family gives N110° 60°N - N150° 45°W as nodal planes, but the lack of events (only four events belong to this group) prevents us from choosing a fault plane.

Finally, in the western part of the gas field, three families of mechanisms are identified (Table 1 and Figures 4k, 4l and 4m). The main one (12 events) involves normal faulting with  $N160^{\circ} 40^{\circ} E - N10^{\circ} 50^{\circ} W$  nodal planes. The fault plane cannot be selected with the previous method, because of diffused seismicity. Several parallel fault planes have to be assumed. A discriminating factor may be the levelling profile which runs over the gas field. Measurements have been done in 1967 and 1979. Figure 11 shows the subsidence between these dates. The profile location is defined by the line E-E' in Figure 2.

When we observe the normal movement defined by the composite mechanism (Figure 4k), the movements associated with the east dipping plane fit the data of the levelling profile in the simplest way (see sections of Figure 4k and Figure 11). This hypothesis assumes that faults propagate up to the surface and/or that ductile strain takes the place of the brittle seismic strain at shallow depth. The second family,  $N100^{\circ} 58^{\circ} S - N60^{\circ} 38^{\circ} N$  (Figure 4l), includes seisms located in the southern part of the western zone and both nodal planes are very close to those of the southern zone ( $N105^{\circ} 60^{\circ} S - N75^{\circ} 40^{\circ} N$ ). Thus we can consider this family as part of the southern zone one. This argument supports the  $N100^{\circ} 58^{\circ} S$  plane as the fault plane. The last family is based on four individual mechanisms, nodal planes are very poorly defined (Figure 4m) and no fault plane can be selected.

The study of this zone shows that the arbitrary definition of geographical zones does not prevent the build-up of families which extend over several geographical areas, such as the  $N105^{\circ} 60^{\circ} S$  fault plane, which is observed over the southern and western zones. It brings us an important information on the quality of the composite

mechanism accuracy.

### Synthesis

Of the 120 available mechanisms, 116 may be classified into 15 families (Table 1). To check the validity of the composite mechanisms, a coherence parameter is defined. It uses the ratio of the well-defined plots (compression in compression quadrants and dilatation in dilatation quadrants) verse the total number of plots on the focal sphere. The results, given in percentage in Table 1, exhibit coherencies ranging from 82% to 100%. Six of the composite mechanisms, corresponding to 49 seismic events, are consistent with a layer-over-layer slip in the northern part of the gas field. The eastern and western zones do not display such a homogeneous pattern, but are characterized by normal faulting in the west and reverse faulting in the east. The southern family clearly indicates reverse faulting. Figure 12 shows schematically that the inferred rupture geometries bound a block, the main faults (in terms of number of earthquakes) corresponding with the limits of this block. From the motions on these faults, this block may be identified as a "collapsing zone" at the center of the studied area. This zone is located at the top of the anticline structure and its downward motion fits the reservoir strain due to compaction. Moreover, the primary defined "Southern Swarm" appears as a local complication inside the collapsing area. This highly energetic zone is correlated to the maximum vertical displacements of the levelling profile (Figure 11) and characterizes a high-

strain area.

Another interesting feature is the particular response of the northern flank to the depressurization effect. All the composite mechanisms in this area indicate movements on the stratigraphic discontinuities. We interpret this seismicity as the response of a known unfractured medium [Jenner and Dienesch, 1965] where motions are concentrated on planes of weak breaking strength, *i.e.* along a single direction which is also the direction of the least tectonic stress [Gagnepain-Beyneix *et al.*, 1982]. These reverse displacements impose a defolding gradient with the main displacements occurring in the vicinity of the reservoir layer and a decreasing up to the surface.

Except in the northern flank, where there is no pre-existing fracture and where earthquakes occur on stratigraphic discontinuities, the P and T axes (Figure 13) of composite mechanisms exhibit a highly diffusive character. This supports the argument that old fractures are reactivated by the exploitation. Then, the global distribution of these fractures around the top of the structure requires either that all the fault plane orientations are available all over the gas field extension and that the most favorable plane is reactivated, or that the block faulting is a characteristic of the folding phases linked to the dome structure. This was already pointed out by Fehler, [1987] during a geothermal experiment.

In terms of relative influence of local depletion and regional tectonic stresses, the slip vector study allows two interpretations. The first one is that slip vectors of all composite mechanisms are located over a N30° 45° E plane (Figure 14a). This azimuth corresponds both with the least tectonic compression axis and with the

previous direction of open fractures during the Pyrenean phases, so all the motions are driven by this tectonic guide. This interpretation leads to stack the effects of both local depressurization, which selects the fault plane (subsiding block), and the tectonic stress field which leads motions on these faults planes. The precise description of the resulting stress field, however, cannot be done.

The second interpretation works with slip vectors of the main families (Figure 14b). This net shows that slip vectors of the northern families (d and f) are located roughly at the intersection of the average northern fault plane with both eastern and western fault planes. Thus, displacements on the stratigraphy in the northern zone are driven by the edge of the diedre defined by the northern plane and the eastern or western plane. This is completely consistent with the subsiding block assumed in our model. In the same way, the slip vector of the southern family is located at a few degrees from the intersection of the southern and eastern fault planes. Following this interpretation, the role of the eastern and western fault planes appears very important in the structure deformation. Moreover, this interpretation accounts for the highly energetic southern swarm which is then due to the internal deformation of the collapsing block because of the non-parallelism of the eastern and western fault planes. Furthermore, one may notice that the slip vectors of the southern families are also guided by lateral fault planes. Using this approach, the effect of regional tectonic setting if any, is totally hidden by the local strain field, which is clearly dependent of the reservoir depletion. This second interpretation appears as the most logical with our subsiding block model, but assumes that the initial steady-state stress tensor was nearly homogeneous. If in the

absence of applied tectonic forces, *McGarr* [1988] shows that all three principal stresses are nearly equal, this lack of deviatoric component is quite surprising in the vicinity of an active tectonic context. But, as proposed by *Harmsen and Rogers* [1986], the proximate coexistence of earthquakes having diverse focal mechanisms could be interpreted as evidence for approximately symmetric stress field in a region where optimally oriented planes of weakness are known to exist in the rock. This is also supported by the theoretical work of *Célérier* [1988]. Moreover, such non-parallel trajectories for the principal stresses have been associated with perturbation due to shallow structures (*e.g* volcanic structure or geothermal area, *Ode* [1957], *Muller and Pollard* [1977], *Foulger* [1988]).

### Conclusion

The study of microearthquakes induced by a gas field exploitation allows us to build a deformation model using focal mechanisms. This model is consistent with the geometry of the ruptures, the displacements on these discontinuities and fit the gas reservoir strain. This resulting model defines the collapse of a rigid block at the top of the gas field and explains 97% of the data set. Such a consistency is quite unusual in classical microtectonic studies using small earthquakes at shallow depth. In this work, this can be explained both by the high resolution of the location routines and by the good geological and mechanical knowledge of the environment in which earthquakes occur. These arguments are technical ones. We have also to notice that

the structure we work with has the same scale order than the generated ruptures. A 10x10x5 km<sup>3</sup> volume concentrate both the triggering process (50 MPa depletion after 20 years of gas extraction) and the associated dome structure which traps the gas and disappears out of the exploited area. Such a context particularizes this microseismic study and demonstrates that the scale effect which bounds the understanding of small earthquakes is moved forward according to the size of the involved process. Small scale rupture phenomena (a few km<sup>3</sup>) are geometrically well described and underscore the kilometer order complexities. This agrees with the results found by *Cash* [1983] in quite similar conditions. At this scale, deformation and stress patterns deduced from the "Southern Swarm" study are dominated by pre-existing planes of weakness distant from less than 0.5 km and cannot be correlated to the major parameters which govern the deformation of the area of km<sup>3</sup> scale order. *Grasso and Wittlinger* [1988] demonstrated that the 50 MPa depletion of the gas reservoir, located below the seismic events, is the driving process of the local strain and stress variations. Then this swarmed activity appear as a second order internal complexity within the collapsing block, with regards to the global deformation of the dome structure.

We show in our model that the response of the structure to depressurization is dependent on the initial discontinuity plane distribution. Several fault planes, given by focal mechanisms, coincide with known faults. The use of event location in a well known geological structure allows us to demonstrate the global layer-over-layer slip on the northern flank of the field (40% of the whole studied activity). It provides a unique opportunity to link seismic activity to a stratigraphic

discontinuity. This underscores the major influence of pre-existing discontinuities on rupture locations in this case study.

Finally, the slip vector analysis underlines that the regional tectonic setting is not necessary to drive the deformation of the structure. On the other hand, the rupture map (Figure 12) agrees with the deformation of small geological structure associated with fast triggering process as geothermal fields or volcanic edifices. Another question is linked to the source efficiency which seems unable to generate fresh fractures. Moreover, further studies will have to fit the observed locations of the ruptures with the one deduced from numerical modeling associated to the mechanic behaviour of the rock matrix. The creep process, which is not taken into account with such a data set, will have to be investigated in order to understand and quantify the global deformation of this structure.

**Acknowledgements**

The authors are pleased to thank the Société Nationale Elf-Aquitaine for providing them all the characteristics of the gas field, which were essential for this work. We benefited from many-hour-long discussions with G. Ménard. We would also like to thank M. Bouchon, F. J. Chavez-Garcia and P. Vialon who reviewed the manuscript and made helpful comments. This study was supported by the Société Nationale Elf-Aquitaine under contract 907/799.

**References**

Cash D., E.F. Homuth, H. Keppler, C. Pearson, and S. Sasaki, Fault plane solutions for microearthquakes induced at the Fenton Hill Hot Dry Rock geothermal site: implications for the state of stress near a quaternary volcanic center, *Geophys. Res. Lett.*, 10, 1141-1144, 1983.

Célérier, B., How much does slip on a reactivated fault plane constrain the stress tensor ?, *Tectonics*, 7,1257-1278, 1988.

Daignières, M., J. Gallart, E. Banda, and A. Hirn, Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenean range, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57, 88-100, 1982.

Fehler M., Stress control of seismicity patterns observed during hydraulic fracturing experiments at the Fenton Hill Hot Dry Rock geothermal energy site, New Mexico, in *Proceedings of the International Workshop on forced fluid flow through strong fractured rock masses*, edited by the C.N.R.S, 1, 299-319, 1987.

Foulger, G.R., Hengill triple junction, SW Iceland. 1. Tectonic structure and the spatial and temporal distribution of local earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 93, 13493-13506, 1988.

Gagnepain-Beyneix, J., H. Haessler, and T. Modiano, The Pyrenean earthquake of

February 29, 1980: an example of complex faulting, *Tectonophysics*, 85, 273-290, 1982.

Gallart, J., M. Daignières, J. Gagnepain-Beyneix, and A. Hirn, Relationship between deep structure and seismicity in the Western Pyrénées, *Ann. Geophys.*, 3, 239-248, 1985.

Grasso, J.R. and B. Feignier, Geomechanical behaviour and structural effect induced by the depletion of a gas field dome, *Submitted to Pure Appl. Geophys.*, 1988.

Grasso, J.R., D. Fabre and P. Vialon, Etude géomécanique de la sismicité dans la région de Lacq (in french), a report to the SNEA(P) Company, 1985.

Grasso, J.R. and G. Wittlinger, Ten years of seismic monitoring over a gas field area, *Submitted to Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1988.

Haessler, H., R. Gaulon, L. Rivera, R. Console, M. Frogneux, G. Gasparini, L. Martel, G. Patau, M. Siciliano and A. Cisternas, The Perugia (Italy) earthquake of 29 april 1984: a microearthquake survey, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 73, 1948-1965, 1988.

Harmsen, S.C. and M. Rogers, Inferences about the local stress field from focal mechanisms: Application to earthquakes in the southern Great Basin of Nevada, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76, 1560-1572, 1986.

Jenner P. and J. Dienesch, Histoire géophysique du champ de Lacq (in french with

english abstract), *Geophysical Prospecting*, XIII, 518-540, 1965.

Kovach, R.L., Source mechanisms for Wilmington oil field, California, subsidence earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 64, 699-711, 1974.

Mc Garr, A., On the state of stress in the absence of applied tectonic forces, *J. Geophys. Res.*, 93, 13609-13617, 1988.

Mc Kenzie, D.P., The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principle stresses, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 59, 591-601, 1969.

Mereu, R.F., J. Brunet, K. Morrissey, B. Price, and A. Yapp, A study of the microearthquakes of the Gobles oil field area of southwestern Ontario, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76, 1215-1223, 1986.

Milne, W.G. and M.J. Berry, Induced seismicity in Canada, *Engineering Geology*, 10, 219-226, 1976.

Muller, O.H. and D.D. Pollard, The stress state near Spanish Peaks, Colorado, determined from a dyke pattern, *Pure Appl. Geophys.*, 115, 69-86, 1977.

Ode, H., Mechanical analysis of the dyke pattern of the Spanish Peaks area, Colorado, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 68, 567-576, 1957.

Pennington, D.W., D.D. Davis, S.M. Carlson, J. DuPree, and T.E. Ewing, The evolution of seismic barriers and asperities caused by the depressuring of fault planes in oil and gas fields of south Texas, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76, 939-948,

1986.

Rothe, G.H., and C.Y. Lui, Possibility of induced seismicity in the vicinity of the Sleepy Hollow oil field, southwestern Nebraska, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 73, 1357-1367, 1983.

Spicak, A. and T. Lokajicek, Fault interaction and seismicity: Laboratory investigation and its seismotectonic interpretation, *Pure Appl. Geophys.*, 124, 857-874, 1986.

Vasseur, G., A. Etchecopar and H. Philip, Stress state inferred from multiple focal mechanisms, *Ann. Geophys.*, 1, 291-297, 1983.

Vogt, J., Les séismes pyrénéens : 19.05.1765, 28.10.1835, 5.12.1855, 1858, 1859, 27.02.1924, *Mém B.R.G.M. 1982*, 1982 (in french).

Wetmiller, R.J., Earthquakes near Rocky Mountain House, Alberta and their relationship to gas production, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23, 172-181, 1986.

Wittlinger, G., Etude de la sismicité en champ proche par un réseau sismologique à faible ouverture : application au Frioul (Italie) et au gisement de Lacq (France), Thèse de Doctorat d'Etat, U. Strasbourg, 261 pp, 1980 (in french).

Yerkes, R. F. and R. O. Castle, Seismicity and faulting attributable to fluid extraction, *Engineering Geology*, 10, 151-167, 1976.

Figure captions

Table 1. This table describes the characteristics of the 15 composite mechanisms. For each plane strike is given in degrees from North direction and clockwise notation. Dip is also in degrees. The same notation is adopted for P and T axes, and slip vectors. The last column indicates the coherence of each composite mechanism.

Figure 1. Map of the gas field. Isobaths of the top of the reservoir (solid lines) and gas field extension (dashed line) are drawn. Location of the gas producing wells is also plotted. Absolute coordinates are here presented, in the following figures a more appropriate relative scale in kilometers will be adopted.

Figure 2. Epicenter map of earthquakes above the gas field. Note the aseismic western part of the field. Oil and gas field boundaries are shown. Full triangles are locations of telemetric seismic stations. Locations of cross-sections in Figures 3 (A-A'), 5 (B-B'), 9 (B'-B''), 10 (C-C' and D-D') and 11 (E-E') are indicated.

Figure 3. NW-SE cross-section of the field. The whole seismicity is orthogonally projected. Two interfaces are presented, the lower one is the top of the gas reservoir, the higher is the top of the calcareous reef. Symbols are proportional to the magnitude of the events (from 1 to 4.2). Location of this section is given with the A-A' line in Figure 2.

Figure 4. Composite mechanisms of the 15 families described in Table 1. Lower hemispheres and Schmidt projection are used. Identified fault plane is pointed out by the arrow. In front of each composite mechanism, the location of the corresponding events is given on the map (right column). The broken line on the map denotes the gas field boundary. The vertical cross-section (left column) provides information about event depths. The five interfaces (curved lines) correspond to (from the lowest to the highest): the base of the gas reservoir, the top of the reservoir, the top of the marls, the top of the calcareous reef, the base of the Tertiary layer.

Figure 5. Cross-section, without vertical exaggeration, showing an alignment of seismic events of the same composite mechanism (family a). The intersection of the azimuth of the cross-section and the rupture plane (containing the seismic events) is a line. This line is plotted on the focal sphere and selects the fault plane. The departure from the interface for 2 events is due to a projection effect in the 3D structure. Events are represented by their error bars. Location of the cross-section is given in Figure 2 with B-B' line.

Figure 6. Schematic interpretation of earthquake map located within the Southern Swarm. Seismic events are represented by short lines; their orientations denote the composite family to which they belong. Large lines indicate the three faults (c, d, e) with their associated motions. Pc, Pd, Pe respectively correspond to P-axes of the c, d, e families.

Figure 7. Temporal distribution of the three families of the Southern Swarm. Histograms show the important but selective activity of the third family comparatively to the others.

a) Family c

b) Family d

c) Family e

Dashed parts of the histograms correspond to events with local magnitudes greater than 3.

Figure 8. Map of the seismicity with geographical zones defined according to the dome structure in order to search for consistent individual mechanisms.

Figure 9. Seismic events are projected on a geological cross-section deduced from bore-hole observations. Location of this section is given in Figure 2 with B'-B'' line. Black circles are earthquakes. A relationship is proposed between faults and alignment of earthquakes. The elliptic trend of the event symbols is due to the vertical exaggeration of the figure.

Figure 10. Example of cross-sections through the field. The azimuth is N 120, and the thickness is 3 km, for each section. The tops of the 5 main geological layers are presented with curved lines (see details in Figure 4). The eastern parts of the sections show alignments of events selecting the east-dipping plane for focal

mechanism of the family n. Locations of these sections are given in Figure 2 with C-C' line. There is no vertical exaggeration.

Figure 11. Levelling profile showing the subsidence over the gas field. Location of the profile is given in Figure 2 (line E-E'). Adapted from Wittlinger (1980).

Figure 12. Schematic map of the deformations. Short lines denote event location, their orientation is associated to their fault plane azimuth. Large lines underscore the main faults which define the collapsing area, with their associated motions. The Southern Swarm clearly appear as an internal complexity within the subsiding block. The broken line is related to the gas field extension.

Figure 13. Lower hemispheres of the Wulff projection.

- a) P-axes of the composite mechanisms are reported.
- b) T-axes of the composite mechanisms are reported.

Letters are related to families, as defined in Table 1.

Figure 14. Lower hemispheres of the Wulff projection. Slip vectors of the composite mechanisms are reported. Points linked by a broken line denote mechanisms where the fault plane is not defined, thus, slip vectors are represented for each nodal plane. Letters are related to families, as defined in Table 1.

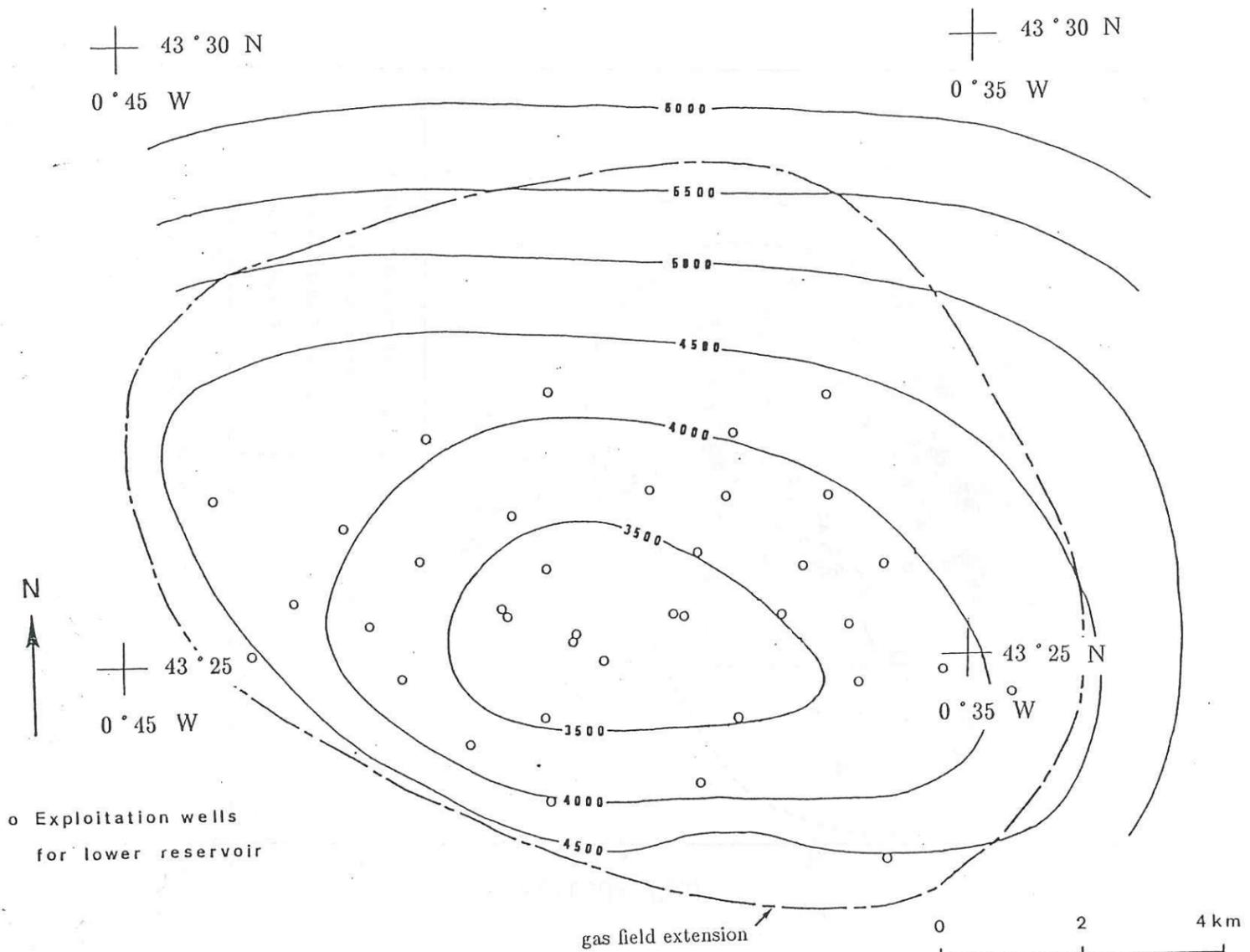
- a) First hypothesis. The average N30 45E plane is shown.
- b) Second hypothesis. The 4 main faults are reported (corresponding to the faults

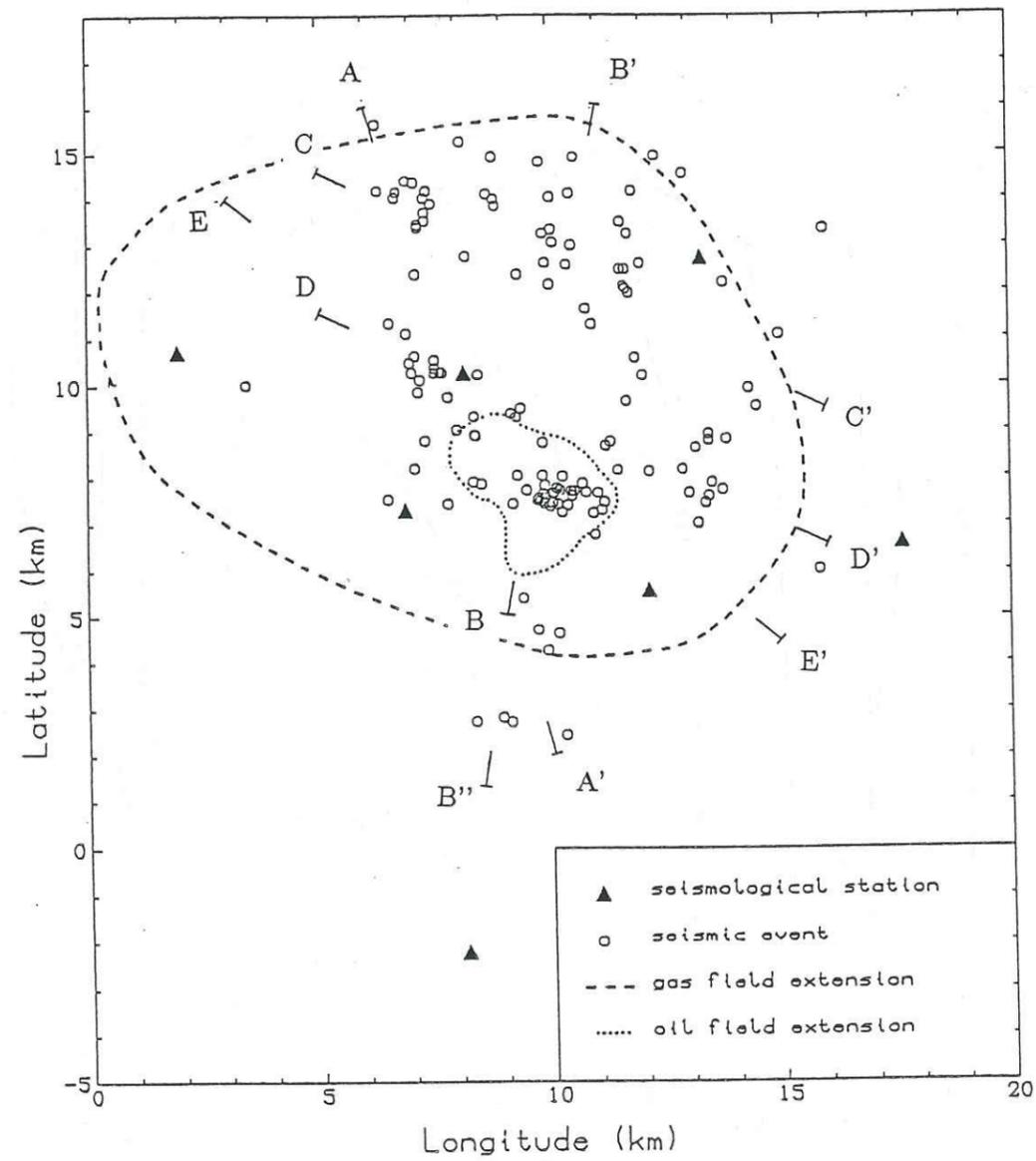
defined in Figure 12). Intersections of the eastern and western faults with the northern fault are related to the northward dip group, and the intersection of the eastern fault with the southern one roughly corresponds to the southern slip vector location.

Table 1

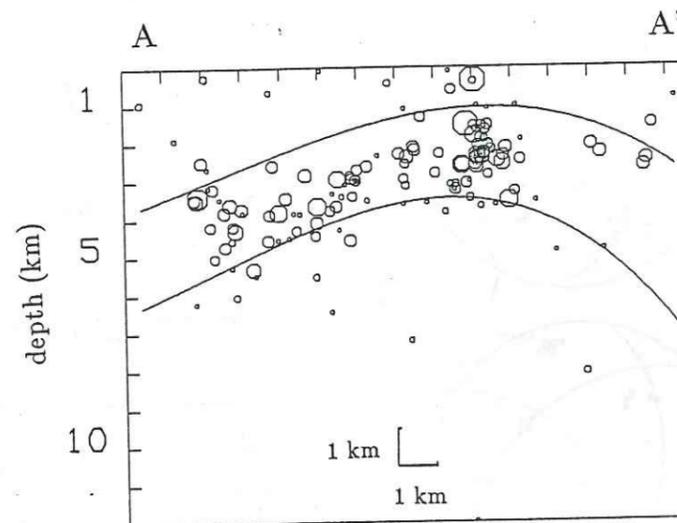
Fam	Number of events	Location	Nodal planes		Selected fault plane	motion	P-axis	T-axis	slip vector	coherence (%)
			strike dip	strike dip	strike dip		az. plunge	az. plunge		
a	14	Interface	100 40N	150 50W	100 40N	reverse	40 0	130 62S	55 30N	82
b	7	Interface	30 10W	80 80S	30 10W	reverse	0 55N	160 35S	170 10N	100
c	8	Southern swarm	130 50N	168 40W	130 50N	reverse	40 5N	166 70S	60 50N	89
d	9	Southern swarm	150 50E	170 42W	150 50E	reverse	70 5E	5 80S	75 45E	94
e	9	Southern swarm	0 72E	74 52N	0 72E	strike-slip	124 15E	50 40S	164 35S	90
f	13	Northern zone	114 35N	45 65E	114 35N	reverse	152 10S	86 58W	56 26N	86
g	6	Northern zone	115 35N	140 55W	115 35N	reverse	38 14S	90 68E	50 34N	90
h	4	Northern zone	78 20S	95 74N	78 20S	reverse	0 25N	20 60S	5 18S	91
i	5	Northern zone	110 45N	148 52W	110 45N	normal	120 70E	38 5S	58 38N	96
j	6	Southern zone	105 60S	75 40N	105 60S	reverse	170 10N	65 58E	158 50S	100
k	12	Western zone	160 40E	10 50W	160 40E	normal	160 80S	84 8W	92 42E	92
l	4	Western zone	100 58S	60 38N	100 58S	reverse	175 10S	58 66N	154 50S	95
m	4	Western zone	144 25S	115 70N	?	normal	20 64S	38 24N	?	94
n	11	Eastern zone	18 48E	160 48W	18 48E	reverse	85 0	172 68N	65 42E	91
o	4	Eastern zone	110 60N	150 45W	?	reverse	36 8N	140 64S	?	95

Figure 1

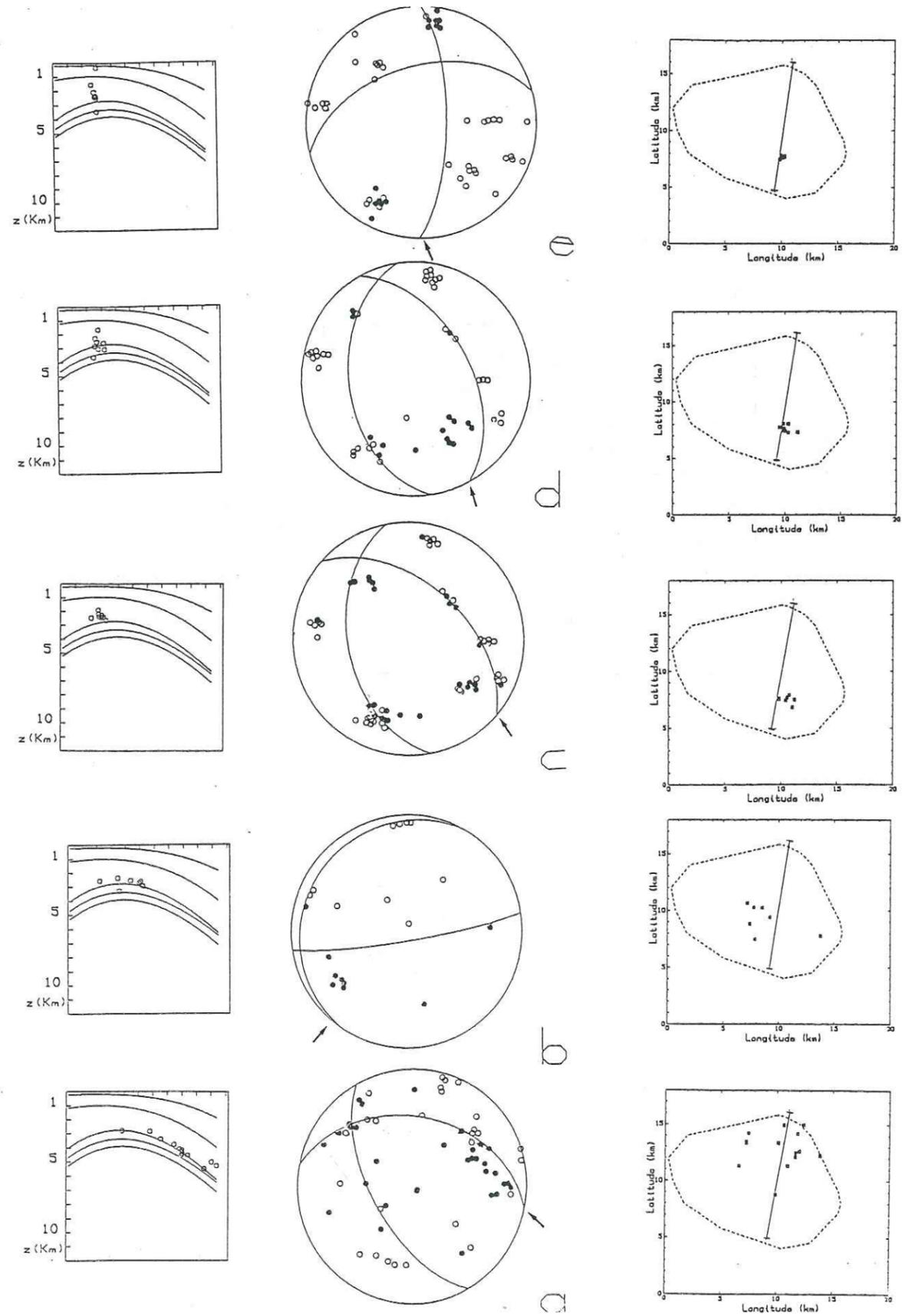




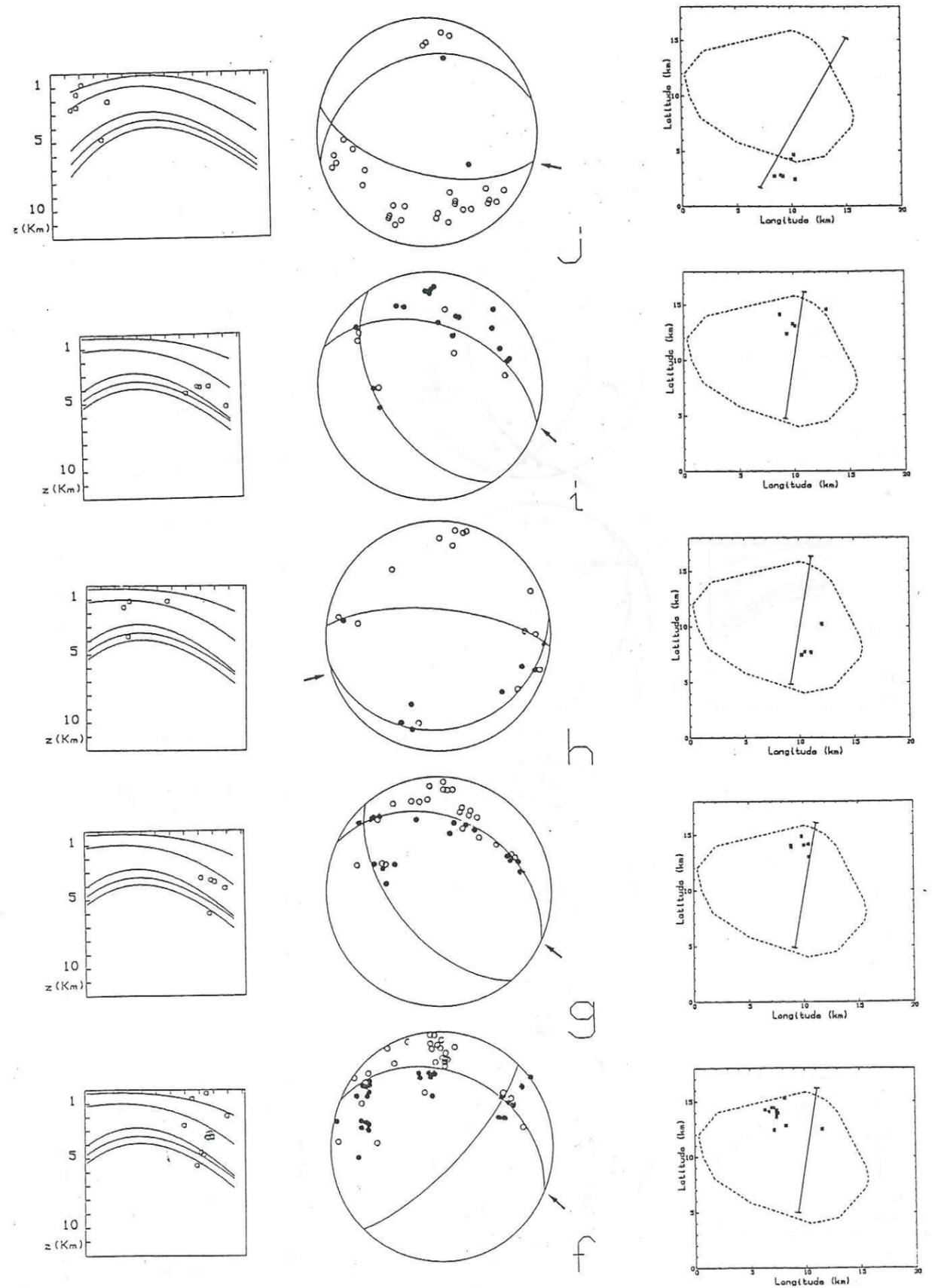
256 Figure 2

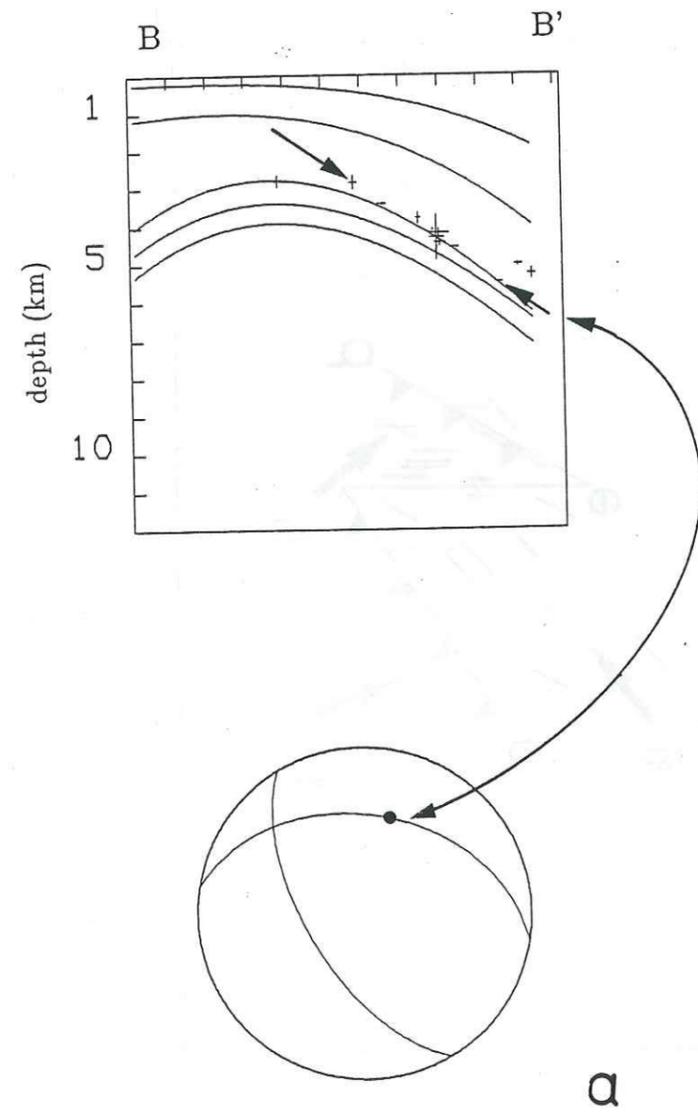
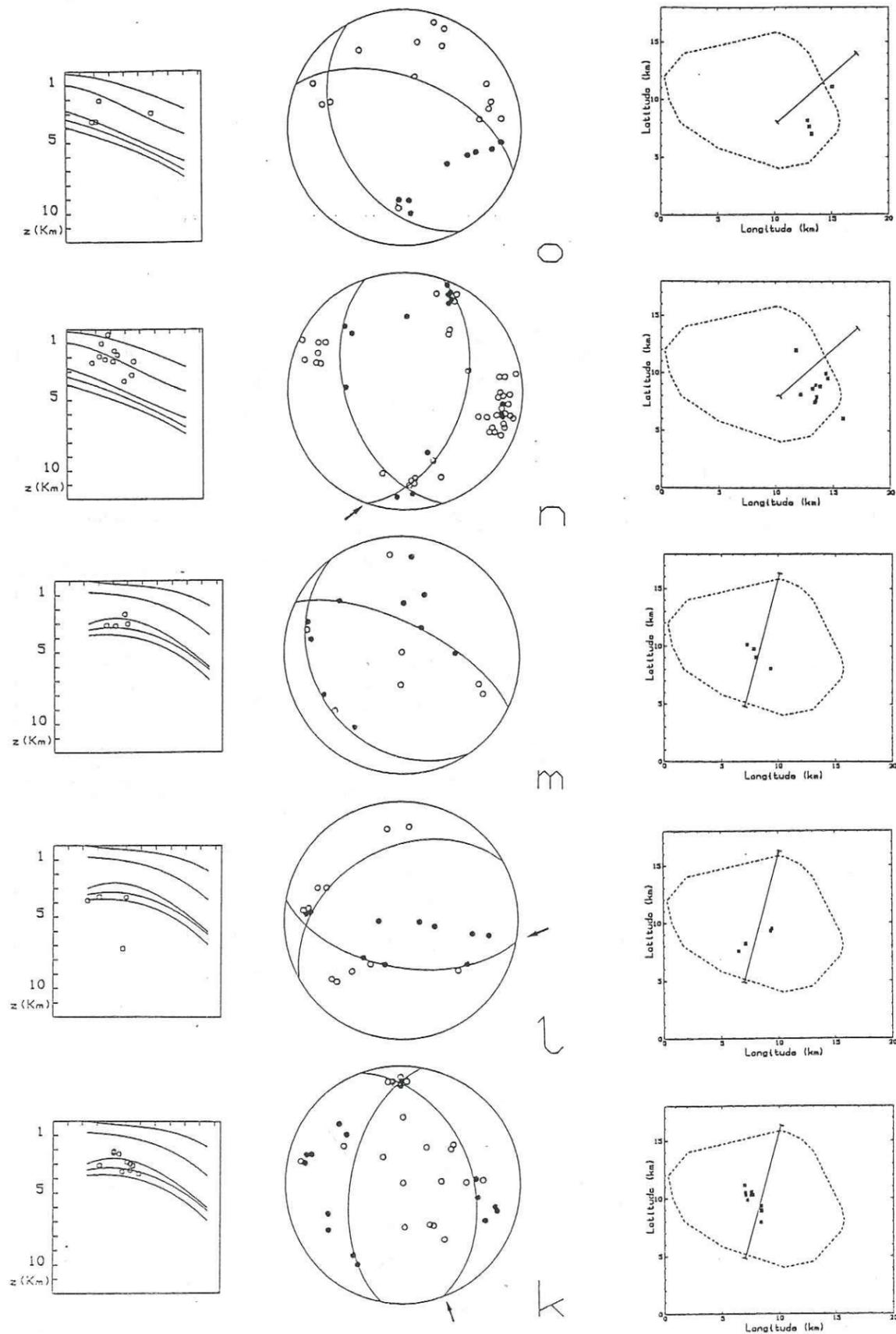


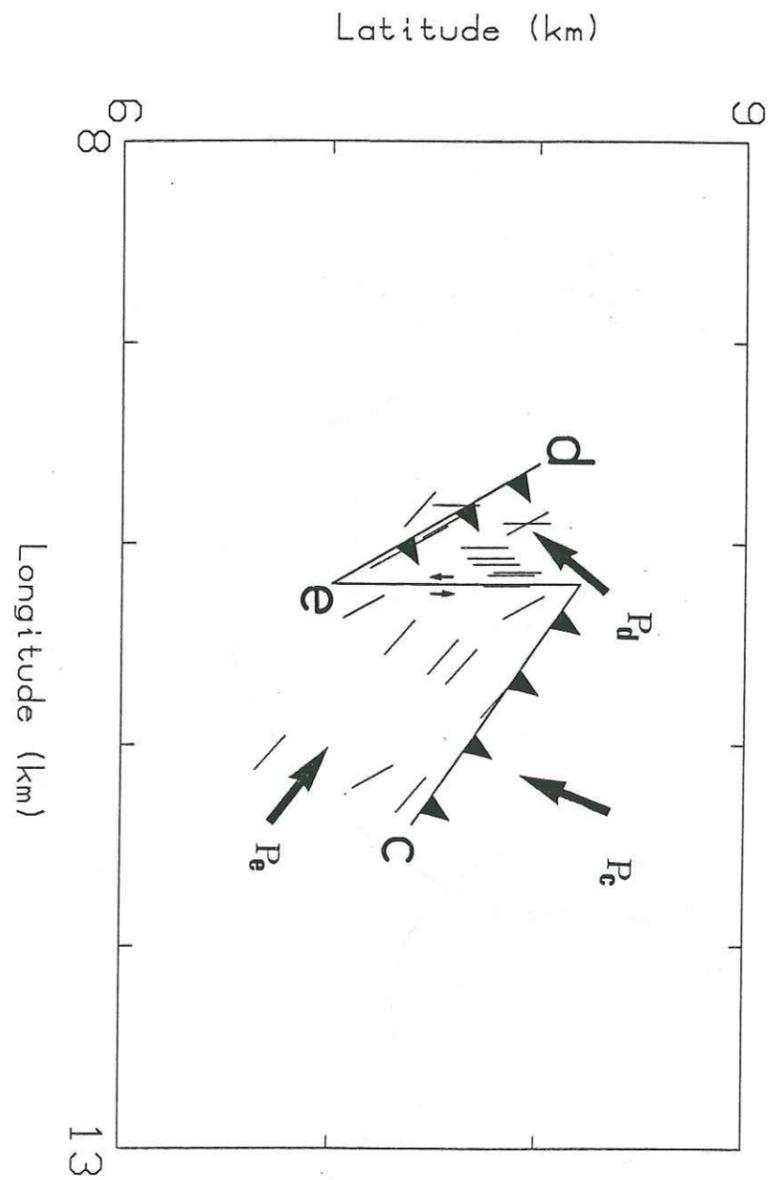
257 Figure 3



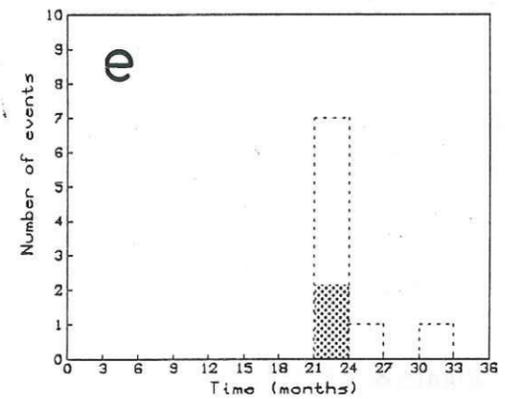
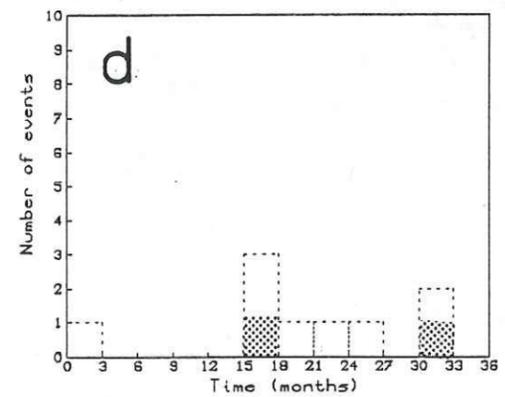
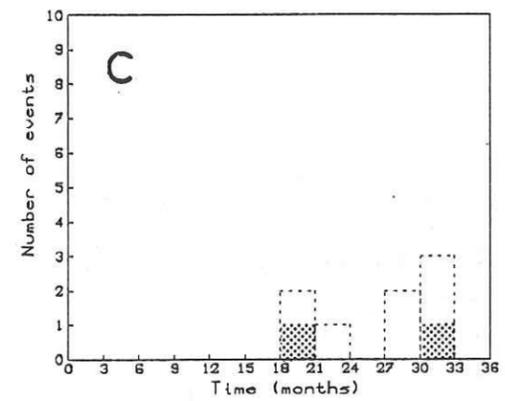
258 Figure 4



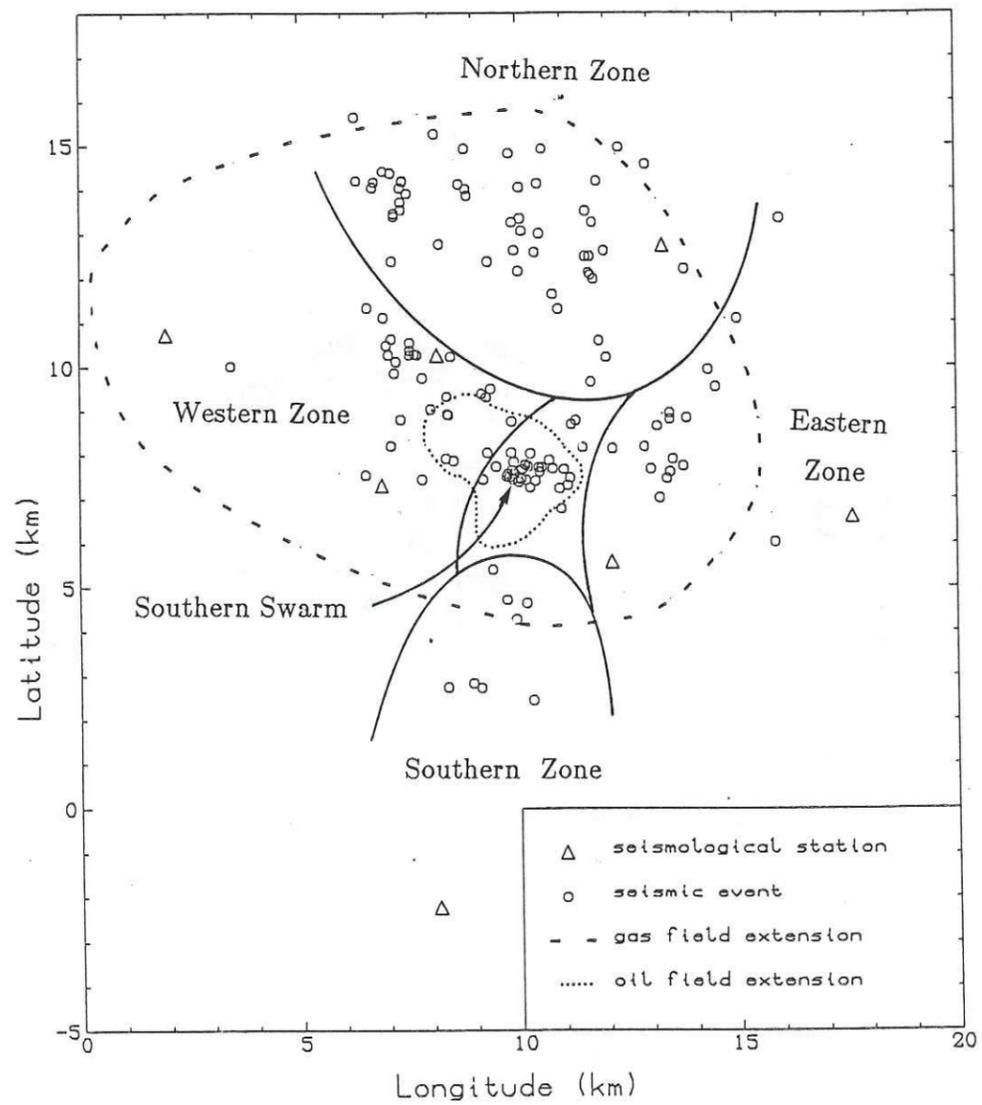




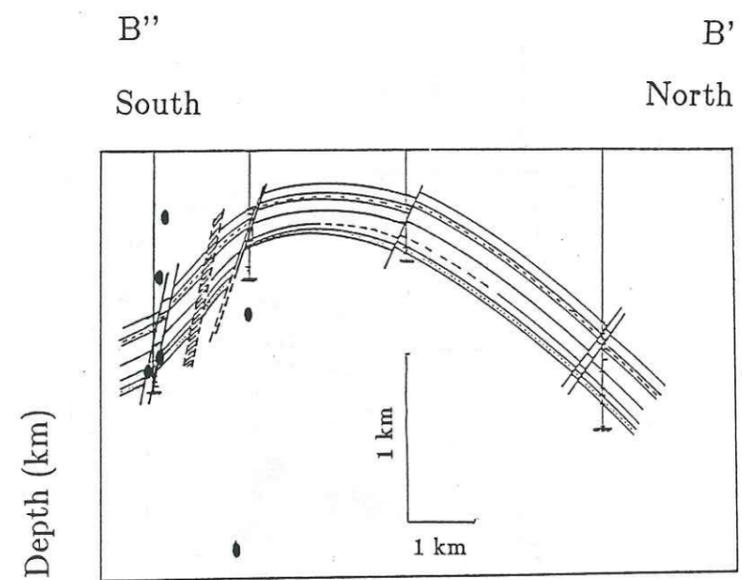
262 Figure 6



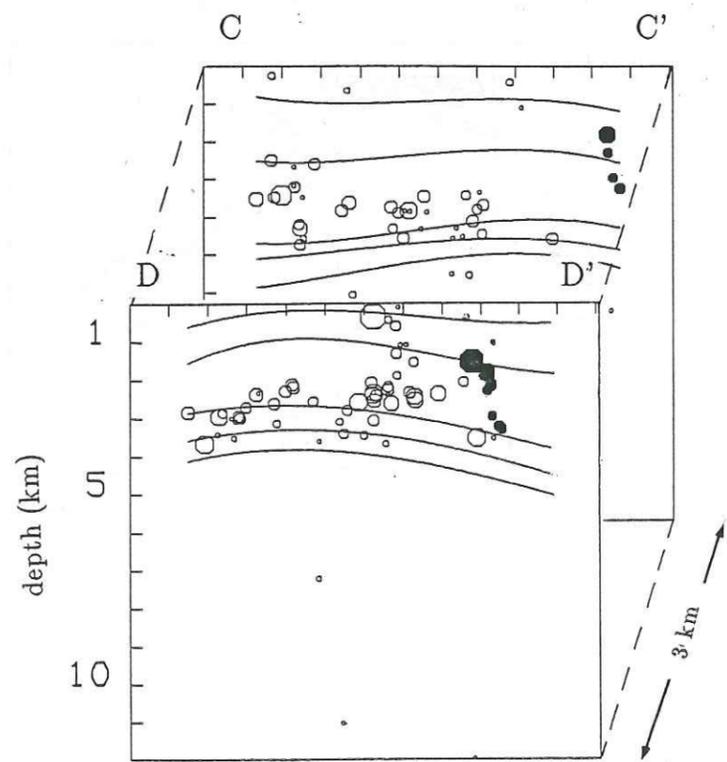
263 Figure 7



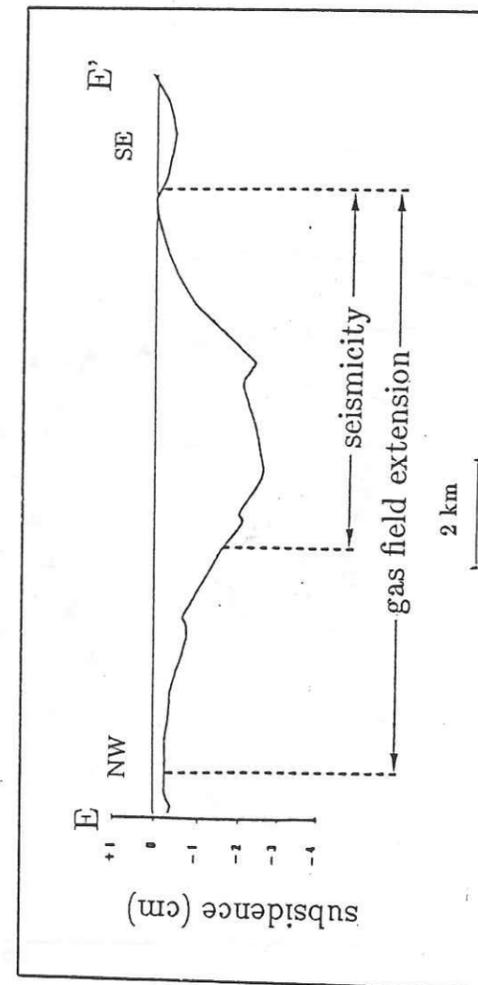
264 Figure 8



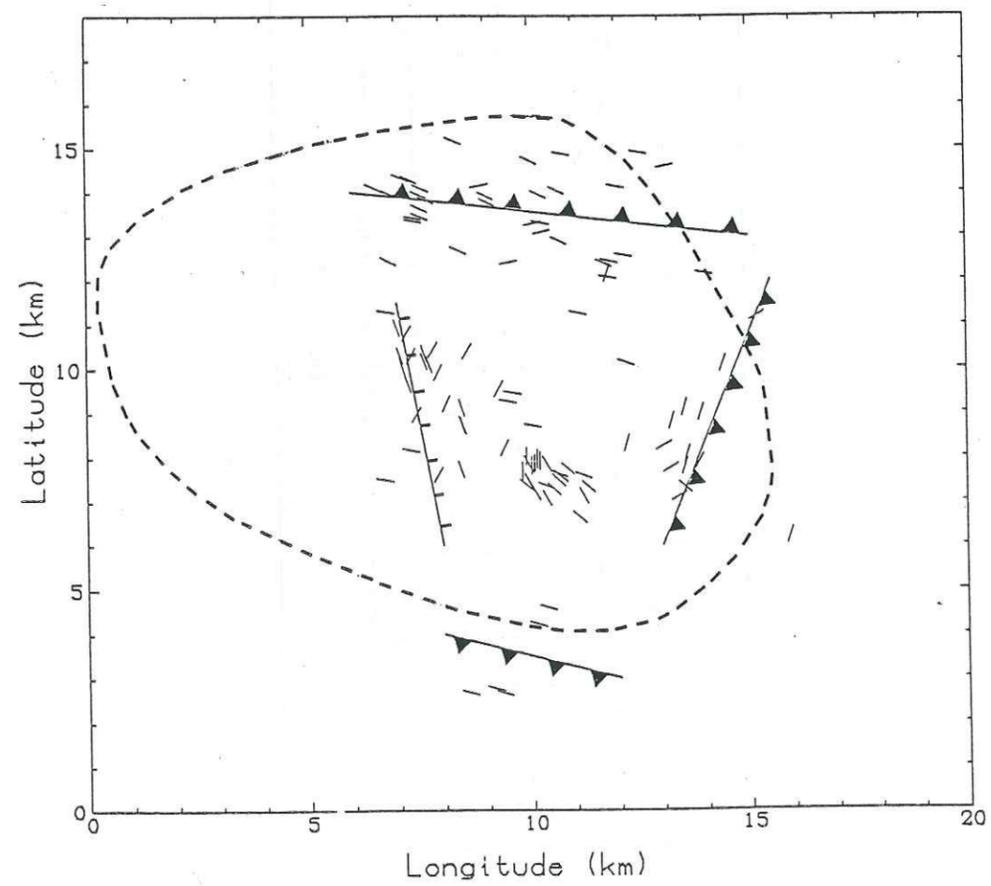
265 Figure 9



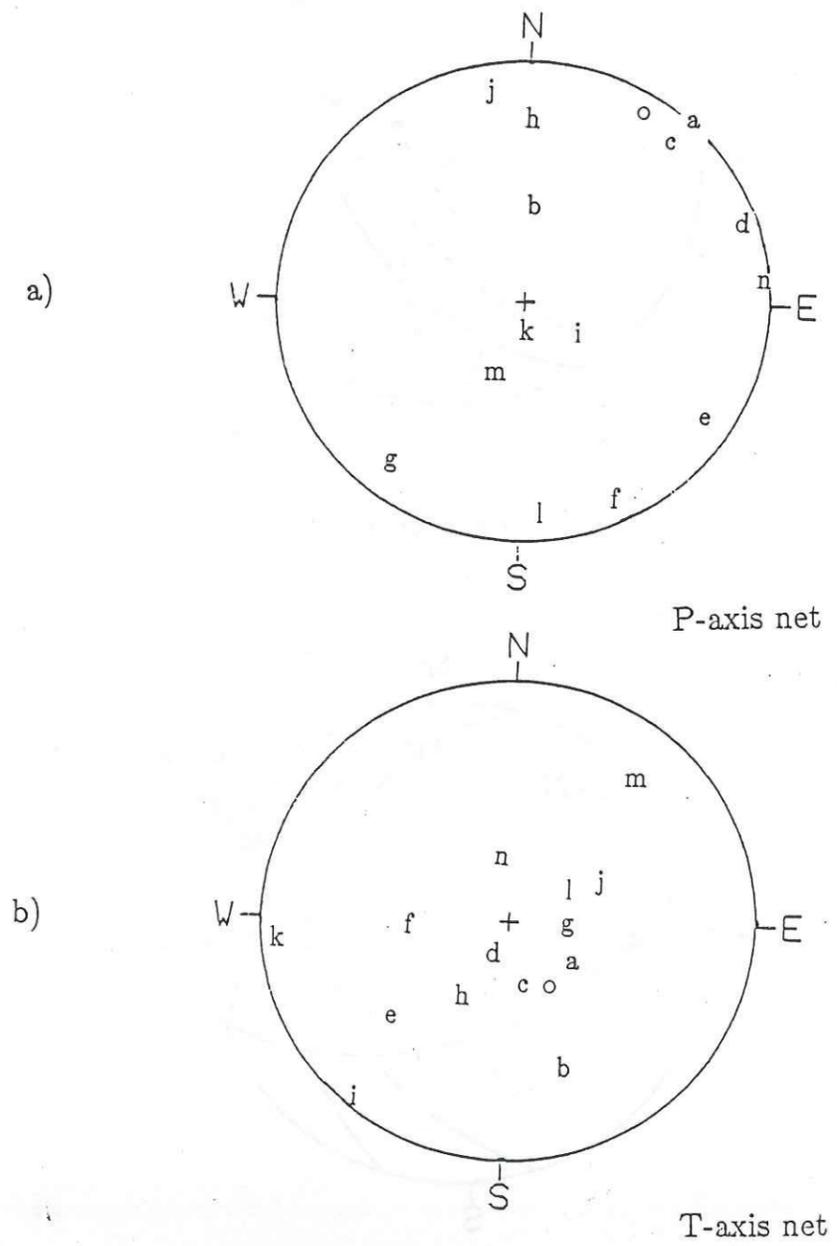
266 Figure 10



267 Figure 11



268 Figure 12



269 Figure 13.

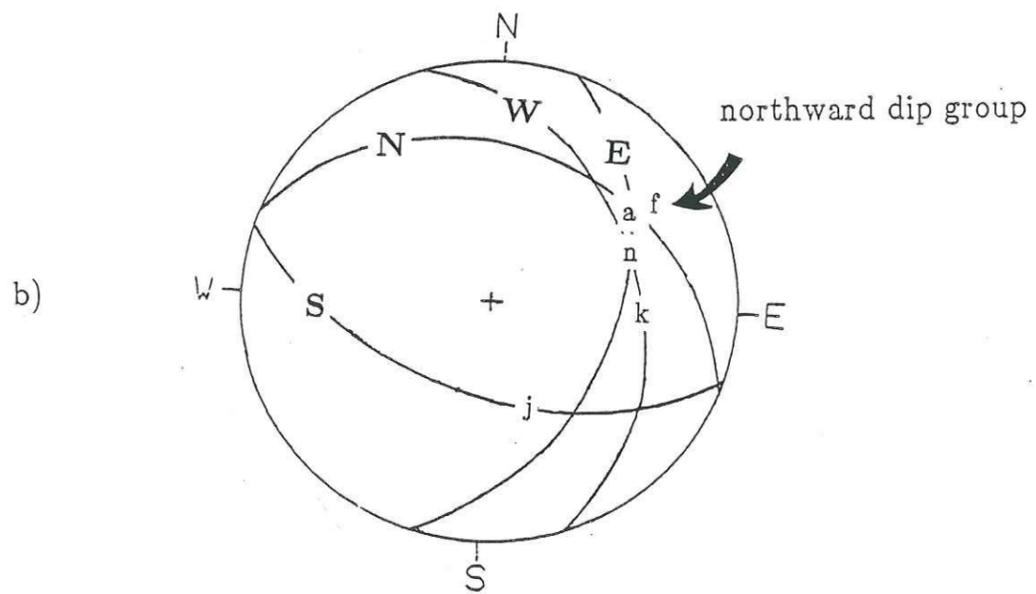
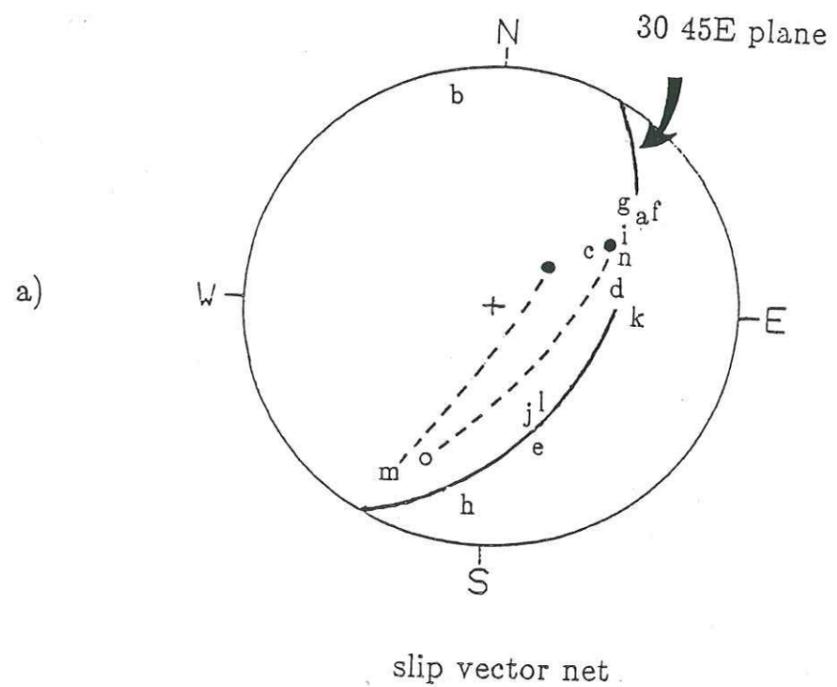


Figure 14  
270

THESE de DOCTORAT  
de l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER  
de GRENOBLE

Titre de l'ouvrage:  
COMPORTEMENT A LA SOURCE  
DE SEISMES INDUITS:  
CARACTERISATION GEOMECHANIQUE

Nom de l'auteur: **Bruno FEIGNIER**

Etablissement: Observatoire de Grenoble et Institut de  
Recherches Interdisciplinaires de Géologie et de  
Mécanique

RESUME

Ce travail détermine l'influence du milieu (en terme de géologie et de mécanique) sur les paramètres à la source de séismes induits par l'exploitation d'un gisement d'hydrocarbures.

Tout d'abord, un rappel des études antérieures est proposé: la relocalisation par inversion des séismes et la bonne connaissance du site (70 forages) ont permis d'attribuer à chaque événement une appartenance géologique. D'autre part, des essais de mécanique des roches ont été effectués sur les niveaux les plus sismiques. Une chaîne de numérisation a été mise au point afin d'obtenir des signaux digitaux. Ces signaux sont ensuite traités avec une méthode classique d'analyse spectrale. On remonte alors aux paramètres des sources à l'aide d'un modèle dynamique de faille plane circulaire. Ces paramètres sont: le moment sismique, le rayon de la source, la chute de contrainte, la dislocation et l'énergie sismique libérée. Tous les facteurs intervenant dans le calcul sont évalués afin de réduire au maximum les incertitudes sur les mesures.

L'interprétation des résultats est divisée en 2 parties. La première, dite classique, montre des anomalies dans les distributions temporelle et en profondeur des différents paramètres; mais ces répartitions ne peuvent être expliquées. C'est pourquoi la deuxième partie intègre la connaissance du site. Une analyse par niveau des paramètres est détaillée. On observe une grande dépendance des rayons avec l'épaisseur des bancs et/ou la préfracturation du milieu. Les chutes de contrainte sont elles influencées par le comportement mécanique du milieu. Plus le milieu sera compétent, plus les chutes de contrainte maximales seront élevées. De plus, le réservoir, compacté par drainage, présente des chutes de contrainte minimales plus élevées que celles de toutes les autres couches. Ces résultats démontrent l'importance du milieu sur les lois d'échelle en particulier. L'analyse de l'énergie sismique libérée en fonction de la production du gisement semble montrer une corrélation qui augmente avec le temps, mais cette tendance demande à être confirmée par une période d'étude plus large.

MOTS CLES

Sismologie; Mécanique des roches; Sismicité induite; Analyse spectrale; Paramètres de la source; Réponse de structure; Contraintes; Géomécanique.