



**HAL**  
open science

# Mécanisme des déformations et aspect fractal de la sismicité induite par l'exploitation d'un gisement d'hydrocarbures (Lacq, France)

Philippe Volant

► **To cite this version:**

Philippe Volant. Mécanisme des déformations et aspect fractal de la sismicité induite par l'exploitation d'un gisement d'hydrocarbures (Lacq, France). Géophysique [physics.geo-ph]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1993. Français. NNT: . tel-00745639

**HAL Id: tel-00745639**

**<https://theses.hal.science/tel-00745639>**

Submitted on 26 Oct 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 par

**Philippe VOLANT**

Pour obtenir le titre de DOCTEUR de

**l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I**

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 23 novembre 1988)

Spécialité : Mécanique

**Mécanisme des déformations et aspect fractal  
de la sismicité induite par l'exploitation d'un  
gisement d'hydrocarbures (Lacq, France)**

Date de soutenance : 25 janvier 1993

Composition du jury :

M. P. VIALON

Président

M. P. DAVY  
M. G. PASCAL

Rapporteurs

M. J.R. GRASSO

Directeur de thèse

M. M. DAIGNIERES  
M. D. FOURMAINTRAUX

Examineurs

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 : ptalour@ujf-grenoble.fr

Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique

THESE DE DOCTORAT de  
L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER

*Titre de l'ouvrage :*  
MECANISME DES DEFORMATIONS ET ASPECT  
FRACTAL DE LA SISMICITE INDUITE PAR  
L'EXPLOITATION D'UN GISEMENT  
D'HYDROCARBURES (LACQ, FRANCE)

*Nom de l'auteur :*  
Philippe VOLANT

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

RESUME

La sismicité induite par le gisement de gaz de Lacq a débuté en 1969, dans une région tectoniquement considérée comme asismique auparavant ( $M < 3$ ). L'exploitation est située au Sud du bassin Aquitain, à 30 km au Nord de la chaîne pyrénéenne. Un réseau local a été installé en 1974 afin de suivre l'évolution spatio-temporelle des séismes. Plus de 1000 événements ( $1.0 \leq M \leq 4.2$ ) ont été enregistrés entre 1974 et 1992.

La très bonne connaissance de la structure géomécanique qui piège le réservoir (forages, profils sismiques, carottages ...) a permis de construire un modèle de vitesse 3D permettant de relocaliser de manière fine la sismicité sur la période 1976-1989. La position des hypocentres est étroitement corrélée avec la structure en dôme du réservoir ainsi qu'avec les discontinuités préexistantes.

La construction des mécanismes au foyer (133 événements sélectionnés sur la période 1976-1989) montre une grande diversité dans les mécanismes de rupture. Cependant, la méthode des dièdres droits a permis de voir une évolution temporelle globale à l'échelle du gisement. Dans un premier temps (1976-1986) nous avons eu un régime en compression maximale verticale, suivi dans la seconde période (1987-1989) par un régime en compression maximale horizontale. L'inversion du tenseur des contraintes a confirmé ces résultats.

La sismicité induite de Lacq étant très localisée (du fait de l'extension limitée du gisement), cela nous a permis de considérer le gisement comme un objet géologique isolé, à une échelle intermédiaire entre les processus tectoniques et les expériences de laboratoire. Nous n'avons pas retrouvé les résultats expérimentaux obtenus sur le coefficient  $b$  (relation fréquence-magnitude des séismes) car la présence d'événements asismiques (non décelables) sur Lacq semble jouer un rôle majeur dans la libération des contraintes.

La géométrie fractale nous a permis de distinguer deux classes de séismes : (1) des séismes diffus répartis sur tout le gisement et (2) des nids de sismicité corrélés avec la structure en dôme du réservoir. Bien qu'il n'y ait pas de corrélation temporelle entre  $D$  et  $b$ , nous proposons cependant qu'il existe un lien géomécanique entre ces deux paramètres.

MOTS CLES

Sismicité induite, Gisement de gaz de Lacq, Dimension fractale, Mécanisme au foyer, Dièdres droits, Tenseur des contraintes, Coefficient  $b$ , Modèle de vitesse 3D

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE

et

INSTITUT de RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES  
de GEOLOGIE et de MECANIQUE

**THESE**

présentée par

**Philippe VOLANT**

Pour obtenir le titre de DOCTEUR de

**l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I**

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 23 novembre 1988)

Spécialité : Mécanique

---

**Mécanisme des déformations et aspect fractal  
de la sismicité induite par l'exploitation d'un  
gisement d'hydrocarbures (Lacq, France)**

---

Date de soutenance : 25 janvier 1993

Composition du jury :

M. P. VIALON	Président
M. P. DAVY	Rapporteurs
M. G. PASCAL	
M. J.R. GRASSO	Directeur de thèse
M. M. DAIGNIERES	Examineurs
M. D. FOURMAINTRAUX	

Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique

10103447

*Ames parents*



*De plus en plus petit, M. C. Escher, 1956.*

*Un âge viendra où tout ce qui est mystère pour nous sera mis au jour par les études  
accumulées des siècles.*

Sénèque.

*The Man thinks,  
The Fish doesn't think,  
The Fish is mute, expressionless,  
The Fish doesn't think,  
Because the Fish knows ...  
Everything.*

E. Kusturica.

## REMERCIEMENTS

Ces trois années passées au sein de l'Induced Seismicity Team furent des plus plaisantes et des plus enrichissantes. Je voudrais à ce propos remercier son fondateur Jean-Robert GRASSO qui fut aussi mon directeur de thèse, pour la confiance qu'il m'a accordée. Il a su me conseiller judicieusement aux moments opportuns tout en me laissant une grande liberté dans les orientations à donner à la thèse. Les nombreuses discussions ont été pour ma part très fructueuses et j'espère, avec ce présent manuscrit, vous en faire profiter. J'ai de plus appris comment vaincre l'ennui des long voyages en avion lors des congrès exotiques : grâce au puissant pouvoir soporifique de la bibliographie, le résultat est garanti !

Je voudrais aussi remercier les membres du jury qui ont eu la lourde tâche de juger ce mémoire.

Je remercie tout d'abord Pierre VIALON qui a accepté d'être le président de ce jury. Il a permis, grâce à sa rigueur indéformable concernant les déformations et les contraintes, de remettre de l'ordre dans ce vocabulaire qui me paraissait quelque peu obscur jusqu'à présent. Je pense et j'espère que la leçon m'aura été profitable.

Si j'ai quitté ma Bretagne natale pour ce pays de montagnes (et de sportifs...), c'est sur les conseils éclairés de Georges PASCAL qui est en quelque sorte le "grand-père" de cette thèse. Je tiens à lui exprimer mes plus sincères remerciements et j'espère, après avoir résolu le problème de physique rencontré, avoir apporté quelques éléments de réponse à la physique du problème...

Tous mes remerciements à Philippe DAVY qui, en acceptant d'être rapporteur de ce manuscrit, m'a apporté ses remarques avisées de spécialiste ès fractales (entre autres).

Je remercie Marc DAIGNIERES d'avoir bien voulu participer au jugement de cet ouvrage.

Je sais gré à Dominique FOURMAINTRAUX d'avoir accepté d'examiner ce travail. S'il a pu aboutir, c'est grâce au financement accordé par la société ELF ainsi qu'aux données mises à notre disposition.

Je profite de ces quelques pages pour remercier aussi Luis RIVERA qui m'a très gentiment accueilli à l'IPG de Strasbourg afin que je puisse utiliser son programme, ainsi que pour ses remarques concernant une partie de ce mémoire.

Merci aussi à Marc NICOLAS, grâce à qui j'ai pu avoir accès aux enregistrements des séismes de Lacq par le réseau du LDG.

Une grande partie des résultats de cette thèse doit beaucoup au modèle de vitesse 3D construit par Fabrice GUYOTON.

Si les mécanismes au foyer ont pu être calculés automatiquement et non plus manuellement, c'est grâce à Jean-Paul GLOT qui m'a bien aidé en installant le programme FPFIT au laboratoire.

Je remercie Anne PAUL (chercheuse-étudiante ou étudiante-chercheuse ?) pour les nombreuses pauses-bavardages, les blagues et pour tous les bons moments passés et à venir.

Merci aussi à Joseph MARTINOD pour ses conseils lors des répétitions, les discussions et les soirées (chapeau noir, lunettes noires). J'espère seulement qu'un jour viendra où il me pardonnera pour sa plante fanée...

Je suis plus qu'infinitement reconnaissant à Gaillot pour le boulot, les pots (Allez, la dernière mais vite !!!), le loto, les CD... Il m'a de plus montré que même en discutant sismologie, on pouvait en arriver à ne plus savoir où on habitait ! J'espère cependant qu'il a enfin compris l'importance des 9 composantes du Tenseur...

Merci à Robert GUIQUET pour son enthousiasme, son optimisme et pour sa compagnie lors de la mission dans les contrées lointaines du Kyzylkourm.

Je suis reconnaissant à Josette BLANCHET et Martine PROT pour leur redoutable efficacité lors des problèmes administratifs ainsi que pour les chocolats de Noël.

Et puis, que seraient ces trois années sans les étudiants du El Gîte, je vous le demande. Merci donc à :

- Hélène COLLOMBAT et Anne CHAZALON (mes deux charmantes Louves préférées) qui ont eu pitié du pauvre Breton exilé dans une contrée hostile et sauvage. Après avoir usé de leurs charmes pour gagner sa confiance, elles ont partagé avec lui de merveilleux moments, que ce soit à Venise, dans certains lieux de perdition nocturne, ou à la clinique...

- Daniel AMORESE (l'Italo-Auvergnat) qui m'a permis, grâce à son diplôme de l'Institut Supérieur du Rire, de ne pas m'ennuyer au labo. Je lui suis aussi reconnaissant pour son aide informatique, si si, bien que cela m'ennuie quelque part, je dois le reconnaître.

- Michel MOISY (L'Homme au caractère rugueux et au Savoir sans limites), pour les Vallons de la Meige (le glacier...), les éclairs en boules ainsi que pour les discussions où l'ignorant que je suis a appris beaucoup de choses sur la vie sauvage et complexe des cailloux.

- Marc BESNARD (Marco il Biondo) pour son aide, ses nombreux conseils, son programme (HADES), et ses qualités humaines de squatter. J'espère qu'il est enfin guéri de sa phobie non expliquée à propos des mites et qu'il ne fait plus de cauchemards la nuit.

Remercier tous les chercheurs, les étudiants et les stagiaires que j'ai rencontré durant ces trois années devrait faire l'objet d'un autre volume. Que ceux qui ne sont pas cités ci-dessus ne m'en veuillent pas trop, je ne les oublierai pas !

Pour finir, je voudrais remercier mon Grand-Père qui a traversé la France pour venir écouter un exposé aussi abscons et mystérieux qu'un discours sur la Kabbale.



- SOMMAIRE -

INTRODUCTION.....	1
<b>I CADRE GEODYNAMIQUE.....</b>	<b>5</b>
I.1 Principaux caractères structuraux de la chaîne Pyrénéenne.....	5
I.1.1 Accidents visibles en surface.....	5
I.1.2 Structure profonde - Profil ECORS.....	7
I.2 Sismicité Pyrénéenne.....	8
I.2.1 Sismicité historique.....	8
I.2.2 Bilan de la sismicité instrumentale.....	8
I.2.2.1 Région d'Arette.....	8
I.2.2.2 Région d'Arudy.....	11
I.2.2.3 Massif des Arbailles.....	12
I.3 Contrainte Pyrénéenne.....	13
I.3.1 Les Pyrénées.....	13
I.3.2 Le bassin Aquitain.....	15
I.4 Contexte de l'étude de Lacq.....	17
I.4.1 Caractères structuraux.....	17
I.4.2 Sismicité induite.....	17
<b>II RELOCALISATION TRIDIMENSIONNELLE DE LA SISMICITE.....</b>	<b>25</b>
II.1 Présentation du problème.....	25
II.2 Méthode et résultats.....	26
II.3 Relocalisation des événements de la période 1976-1979.....	33
<b>III ETUDE DES DEFORMATIONS ET DES CONTRAINTES.....</b>	<b>39</b>
III.1 Mécanismes au foyer.....	39
III.1.1 Rappels sur la méthode.....	39
III.1.2 Etudes précédentes.....	40
III.1.3 Etude des mécanismes au foyer de Lacq.....	42
III.1.3.1 Mécanismes au foyer sur la période 1982-1989.....	43
a) Zone A.....	43
b) Zone B.....	49
c) Zone C.....	52
d) Etude en coupe.....	52
III.1.3.2 Mécanismes au foyer sur la période 1976-1979.....	57
III.1.4 Conclusion.....	60
III.2 Dièdres droits.....	61
III.2.1 Rappels sur la méthode.....	61
III.2.2 Application de la méthode des dièdres droits aux mécanismes au foyer de Lacq.....	63
III.2.2.1 Période 1976-1979.....	64
III.2.2.2 Période 1982-1986.....	64
III.2.2.3 Période 1987-1989.....	64

22 AOÛT 2003

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

III.3 Inversion du tenseur des contraintes.....	64
III.3.1 Principe de la méthode.....	64
III.3.2 Détermination du tenseur des contraintes sur Lacq et des mécanismes au foyer associés.....	69
III.3.2.1 Période 1976-1979.....	69
III.3.2.2 Période 1982-1986.....	69
III.3.2.3 Période 1987-1989.....	73
III.3.3 Conclusion sur la méthode.....	73
III.4 Interprétation globale sur l'homogénéisation de la fracturation et des contraintes au niveau du champ de Lacq.....	74
III.4.1 Fracturation du gisement.....	74
III.4.2 Déformations et contraintes induites par la déplétion d'un réservoir.....	78
III.4.3 Evolution temporelle du régime de contraintes sur Lacq.....	80
III.4.3.1 Cinématique des ruptures (période 1976-1986).....	81
III.4.3.2 Cinématique des ruptures (période 1987-1989).....	81
III.5 Conclusions.....	81
<b>IV ETUDE DE LA RELATION FREQUENCE-MAGNITUDE : APPLICATION A LACQ.....</b>	<b>87</b>
<b>V APPLICATION DES FRACTALES A LA COMPREHENSION DES RUPTURES SISMIQUES.....</b>	<b>95</b>
V.1 Généralités sur le concept de géométrie fractale.....	95
V.2 Calcul des dimensions de Hausdorff-Besicovitch et de corrélation.....	99
V.2.1 Dimension de Hausdorff-Besicovitch.....	99
V.2.2 Dimension de corrélation.....	99
V.3 Application des fractales à la géophysique.....	100
V.3.1 Failles et fractales.....	100
V.3.1.1 Méthodologie.....	100
V.3.1.2 Exemples d'application.....	103
V.3.2 Séismes et fractales.....	107
V.4 Comportement fractal des séismes de Lacq.....	111
V.4.1 Calcul de la dimension de corrélation pour Lacq.....	111
V.4.1.1 Séismes localisés par HYPO71.....	114
V.4.1.2 Séismes localisés par REL3D.....	118
V.4.1.3 Evolution temporelle : 1974-1991.....	121
V.4.2 Interprétation.....	124
V.4.3 Comparaison avec le coefficient b.....	129
V.4.3.1 Etude de la dimension fractale et du coefficient b en laboratoire.....	133
V.4.3.2 Etude de la dimension fractale et du coefficient b pour la sismicité naturelle.....	133
V.5 Application à la prévision sismique et au risque sismique ?.....	140
V.6 Mise en évidence de la migration des séismes sur Lacq par les fractales.....	142
V.7 Conclusions.....	142
<b>CONCLUSIONS GENERALES.....</b>	<b>149</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE.....</b>	<b>153</b>
<b>ANNEXES.....</b>	<b>161</b>

## INTRODUCTION

L'étude de la sismicité induite, que ce soit par des exploitations d'hydrocarbures, les barrages ou les mines, fournit au géophysicien un excellent terrain d'investigation pour l'application des outils utilisés couramment en sismologie. Cette sismicité "artificielle" a l'avantage (par rapport à la sismicité naturelle) d'être bien contrainte géographiquement (elle est localisée dans des endroits très précis). De plus les facteurs physiques à l'origine de cette sismicité sont souvent quantifiables (chute de pression et/ou volume de liquide injecté pour les exploitations d'hydrocarbures, masse du volume d'eau lors du remplissage des barrages ...). Nous voyons ainsi l'importance de ce type d'étude car nous sommes à une échelle intermédiaire entre les expériences de laboratoire et les processus à l'échelle tectonique. Cependant la connaissance de ces paramètres, bien que nécessaires pour la compréhension de cette sismicité, n'est pas toujours suffisante pour que l'on puisse l'expliquer entièrement. Il manque souvent des informations au départ. Il serait en effet intéressant, avant de commencer l'exploitation d'un champ d'hydrocarbures ou avant la mise en eau d'un barrage, d'installer un réseau de surveillance sismique ainsi que des bornes géodésiques afin de suivre l'évolution spatio-temporelle de la sismicité (s'il y a des séismes !) et de quantifier la déformation du milieu perturbé.

La région de Lacq était considérée comme une région asismique (Grasso and Wittlinger, 1990) jusqu'à ce qu'un séisme soit ressenti le 24 novembre 1969 ( $M_I=4.1$ ), soit 12 ans après le début de l'exploitation. Ce séisme fut suivi par deux autres événements en décembre 1971 ( $M_I=3.5$ ) et décembre 1972 ( $M_I=3.9$ ).

La surveillance de l'activité sismique liée au gisement de gaz de Lacq a débuté en 1974 avec l'installation d'un réseau permanent de stations sismologiques (centré sur l'exploitation) par l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg. L'Institut de Recherches Interdisciplinaires de Géologie et de Mécanique de Grenoble fut chargé d'étudier cette sismicité ainsi que son évolution depuis 1980 afin de savoir si un lien existait entre l'exploitation et les séismes. Ce lien a été clairement mis en évidence par Grasso et Wittlinger (1990). La sismicité de Lacq a fait depuis lors l'objet de nombreuses études du fait de la très bonne qualité des données ainsi que de la bonne connaissance du milieu géologique (grâce aux nombreux forages pétroliers et profils sismiques effectués sur le gisement). L'ensemble des connaissances accumulées sur le gisement de Lacq, depuis près de 20 ans, en fait un site unique au monde pour l'étude de la sismicité induite et de la sismicité en général.

Une thèse précédemment soutenue sur la sismicité induite à Lacq (Feignier, 1989) insistait particulièrement sur les paramètres à la source des séismes sur une période de trois années (1976-1979). Ces paramètres étaient ensuite replacés dans le contexte géologique afin de comprendre et de quantifier la réponse de la structure liée au soutirage

de fluides. Cette étude a été effectuée en considérant le gisement de Lacq indépendamment du contexte tectonique régional.

Notre étude porte sur une période plus longue (1976-1989). Après avoir replacé l'objet de notre étude (le gisement de Lacq) dans son contexte géodynamique (Chapitre I), nous avons relocalisé les séismes à l'aide d'un modèle tridimensionnel construit à partir des données de forages et des profils sismiques (Chapitre II). La relocalisation a tout d'abord été effectuée sur la période 1982-1989 (Guyoton *et al.*, 1992) puis par un souci d'homogénéité nous avons traité la période précédente (1976-1979). Les séismes de cette période avaient déjà été relocalisés par une méthode tridimensionnelle non itérative qui faisait varier à la fois les vitesses du modèle considéré ainsi que les positions hypocentrales (Grasso and Wittlinger, 1990). Une fois cette relocalisation effectuée nous nous sommes intéressés à la réponse mécanique du milieu du fait de l'extraction du gaz. Nous avons pour cela construit les mécanismes au foyer des séismes pour la période 1976-1989. Puis à l'aide de la méthode des dièdres droits et de l'inversion du tenseur des contraintes nous avons étudié, à l'échelle du gisement, le comportement global de la déformation de la structure (Chapitre III).

Le fait de pouvoir considérer le gisement de Lacq comme un objet isolé (à une échelle intermédiaire entre les expériences menées en laboratoire sur des échantillons de roches et les processus tectoniques à l'échelle des continents) nous a logiquement amené à étudier le coefficient  $b$  (Volant *et al.*, 1992; Chapitre IV) sur lequel de nombreuses expériences sur des éprouvettes de roche ont déjà été effectuées. Cette étude a été menée afin de voir si les résultats expérimentaux pouvaient expliquer les variations temporelles de ce coefficient (notamment en ce qui concerne la prévision sismique et l'évolution des contraintes). Pour finir, l'étude du coefficient  $b$  nous a conduit à regarder la notion de dimension fractale (Chapitre V). En effet, Aki (1981) a proposé que la dimension fractale ( $D$ ) et le coefficient  $b$  soient reliés par la relation  $D=2b$ . De nombreux auteurs se sont servis de cette hypothèse sans qu'elle n'ait été une seule fois contrôlée expérimentalement de manière rigoureuse. Nous nous proposons donc de tester sa validité dans notre cas et par ailleurs d'étudier l'apport de l'utilisation de la géométrie fractale dans l'étude de la sismicité.

## CHAPITRE I

### CADRE GEODYNAMIQUE

## I CADRE GEODYNAMIQUE

Le gisement de Lacq est situé à 30 km au Nord de la chaîne pyrénéenne. Les Pyrénées forment une chaîne intracontinentale, à peu près linéaire qui s'étend sur plus de 1000 km entre les Asturies de l'Ouest et les Alpes à l'Est. Cette chaîne est sans doute la première manifestation orogénique majeure due à la collision des plaques Afrique et Eurasie. La limite orientale de la chaîne est encore mal connue du fait des déformations plus récentes dues à l'orogénèse alpine. La principale phase de déformation des terrains s'est effectuée entre le Crétacé terminal (- 65 Ma) et l'Eocène supérieur (- 40 Ma). Le domaine plissé possède une faible extension transversale. La partie occidentale des Pyrénées (où se situe notre étude) est une région aux caractères géologiques complexes pour laquelle il n'existe pas encore de modèle géodynamique acceptable.

Bien que l'historique de la formation des Pyrénées soit encore un sujet âprement discuté, la majorité des auteurs s'accordent sur le fait que cette chaîne de montagne est soumise actuellement à un champ de contraintes orienté approximativement Nord-Sud du fait de la convergence des deux plaques.

### I.1 Principaux caractères structuraux de la chaîne pyrénéenne

La largeur de la chaîne atteint 150 km mais les effets de la tectogénèse se sont fait sentir dans la plate-forme continentale au moins jusqu'à 300 km au Nord de la chaîne (Choukroune *et al.*, 1974). L'allure en éventail de la chaîne, montrant un déversement des structures divergentes vers les zones externes (Mattauer, 1968), a permis de distinguer trois grandes unités tectoniques parallèles et orientées Ouest -Est qui forment la chaîne pyrénéenne.

Du Nord au Sud nous avons successivement (figure I.1) :

- la zone Nord-Pyrénéenne qui chevauche le bassin d'Aquitaine,
- la zone primaire axiale qui coïncide avec l'axe morphologique de la chaîne à l'intérieur duquel on trouve les plus hauts sommets,
- la zone Sud-Pyrénéenne formant le versant espagnol nettement moins abrupt que le versant français.

#### I.1.1 Accidents visibles en surface

La zone Nord-Pyrénéenne est limitée par deux grands accidents structuraux orientés Ouest -Est :

- le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP) constitue la frontière entre la chaîne plissée et le bassin d'Aquitaine. Il est en fait constitué d'une série de rejeux

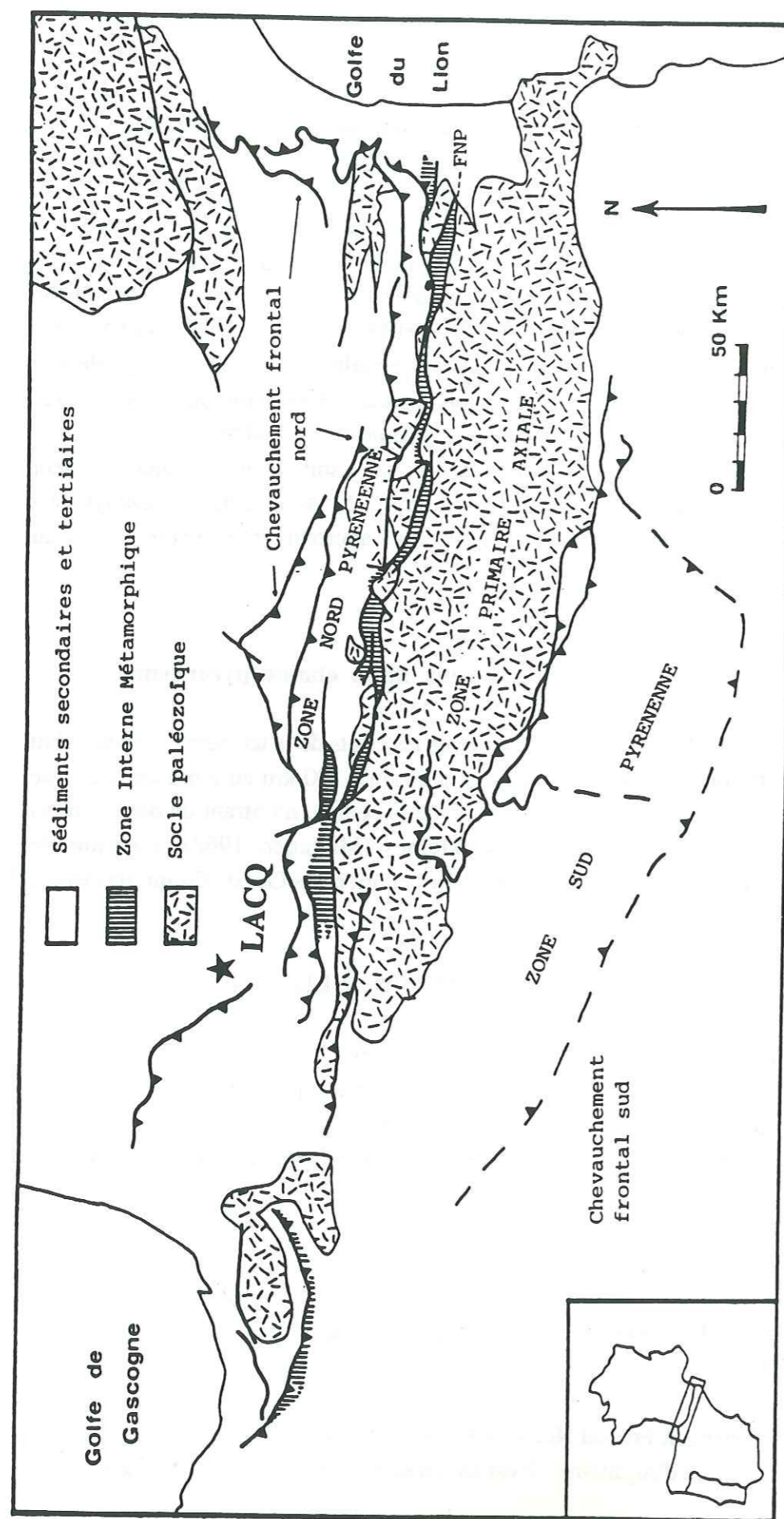


Figure I.1 : Carte structurale des Pyrénées (d'après Choukroune et Séguret, 1973).

inverses plus ou moins chevauchant répartis entre le Languedoc et l'Atlantique (Choukroune, 1974). On le retrouve dans la région de Lacq à 2 kilomètres au sud du gisement ainsi que vers l'ouest avec la présence d'une langue de chevauchement plus avancée.

- la Faille Nord-Pyrénéenne (FNP) est située au pied de la haute chaîne. Selon Boillot et Capdevila (1977) cette faille constituerait l'ancienne marge continentale de l'Ibérie, tandis que d'après Choukroune et Mattauer (1978) ce serait, avec les accidents la relayant vers l'Ouest, une zone transformante. C'est une faille sub-verticale, dont la trace est bien visible entre Lourdes et Perpignan. On ne la retrouve plus dans la partie occidentale de la chaîne du fait vraisemblablement d'un recouvrement par les sédiments crétacés (Choukroune *et al.*, 1973). Elle ne sépare pas de zones marquées par d'importantes différences de reliefs, mais forme la limite entre les roches mésozoïques et paléozoïques.

#### I.1.2 Structure profonde - Profil ECORS

Daignières *et al.* (1982) ont montré, à partir de sondages sismiques profonds et d'enregistrements télésismiques, la présence d'une discontinuité du Moho à peu près verticale, située à une quinzaine de kilomètres sous la Faille Nord-Pyrénéenne. Ce résultat a permis de définir la frontière entre les plaques ibérique et européenne. Au Nord de la Faille, dans les Pyrénées Occidentales, le Moho est situé à une profondeur de 30 km tandis qu'au Sud on le trouve à une profondeur de 40 km. Dans les Pyrénées Centrales, la différence est plus marquée (30 km de profondeur au Nord et 50 km de profondeur au Sud) et dans les Pyrénées Orientales on retrouve à peu près les mêmes différences que dans la partie occidentale. La racine crustale des Pyrénées est donc brutalement limitée vers le Nord.

Un profil ECORS (Etude de la Croûte Continentale et Océanique par Réflexion et Réfraction Sismiques) de 250 km de long a été effectué à travers les Pyrénées entre le Bassin d'Aquitaine et le bassin de l'Ebre (ECORS Pyrenees Team, 1988; Choukroune *et al.*, 1989; Daignières *et al.*, 1989). Les principaux résultats mis en évidence sont :

- une croûte montrant des réflecteurs bien marqués avec une allure générale en éventail,
- la croûte ibérique est plus épaisse que du côté européen; les deux croûtes sont limitées par des couches profondes de matériau au-dessus du Moho,
- seule la croûte ibérique a un épaissement significatif lié à un empilement de structures rétro-chevauchantes (structure en éventail majoritairement déversée vers le Sud),
- près de la surface, dans les zones externes, les réflecteurs définissent de façon précise la géométrie des chevauchements majeurs,
- sous les structures majeures de chevauchement la qualité des réflecteurs plus profonds est affectée par des complexités de surface. Les limites des séries sédimentaires plongent des deux côtés (Nord et Sud) vers l'intérieur de la chaîne,

- la géométrie profonde de la Faille-Nord Pyrénéenne est complexe car, sous la trace de la faille, les réflecteurs pendent vers le Sud mais, plus profondément, ils pendent vers le Nord. Cela impliquerait donc une forte déformation de cette faille ainsi qu'une indentation de la plaque ibérique par la croûte inférieure de la plaque européenne.

## I.2 Sismicité pyrénéenne

### I.2.1 Sismicité historique

Les Pyrénées sont le siège d'une activité sismique régulière qui se répartit grossièrement le long d'un axe Ouest-Est situé dans la zone axiale.

Vogt (1979), lors de l'étude de la sismicité historique de la France, a délimité quatre zones importantes pour les Pyrénées :

- dans les Pyrénées Occidentales : la région d'Arette,
- dans les Pyrénées Centrales : la région d'Andorre,
- dans les Pyrénées Orientales : les régions d'Argelès et de Bagnères de Luchon.

Les deux premières zones sont caractérisées par des chocs importants suivis de répliques alors que dans les deux dernières la sismicité est plus diffuse dans le temps (Vogt, 1979).

La figure I.2 représente l'évolution temporelle de la sismicité ressentie dans les Pyrénées Occidentales entre 1°W et 0°W (au sud de Lacq) depuis 1618 (Vogt, 1979) et dont les intensités ainsi que les positions sont à peu près bien déterminées. Nous pouvons remarquer que les séismes importants (ressentis) ne sont pas régulièrement distribués dans le temps, il semble y avoir une période de récurrence de l'ordre de 150 ans ce qui n'empêche pas le fait d'avoir une sismicité plus faible mais régulière et donc pas toujours ressentie entre ces intervalles.

### I.2.2 Bilan de la sismicité instrumentale

Nous nous intéresserons uniquement à la sismicité des Pyrénées Occidentales qui se trouve au Sud de notre région d'étude (figure I.3 a). Nous allons décrire les principales études sismotectoniques effectuées dans cette région qui ont tenté de déterminer un tenseur des contraintes à partir des mécanismes au foyer (déplacements) observés.

#### I.2.2.1 Région d'Arette

Le séisme d'Arette (13/08/1967, M=5.5) est l'un des plus importants en France depuis celui de Provence (1909, M=6.2). Hoang-Trong et Rouland (1971) ont localisé le séisme à 7 km de profondeur. Cette profondeur est assez mal contrainte, le LDG (Laboratoire de Détection Géophysique) l'a localisé à 10 km de profondeur, tandis que les déterminations

## Sismicité Pyrénéenne (1618-1982)

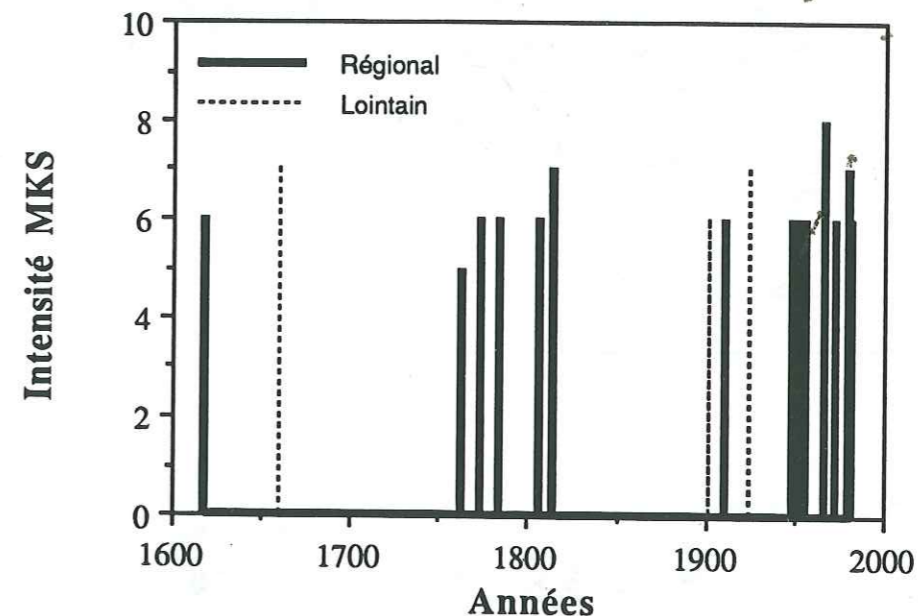


Figure I.2 : Evolution temporelle de la sismicité ressentie dans les Pyrénées Occidentales (d'après des données de Vogt, 1979). Les séismes lointains sont des séismes pyrénéens dont l'épicentre est situé à plus de 80 km de notre cadre d'étude.

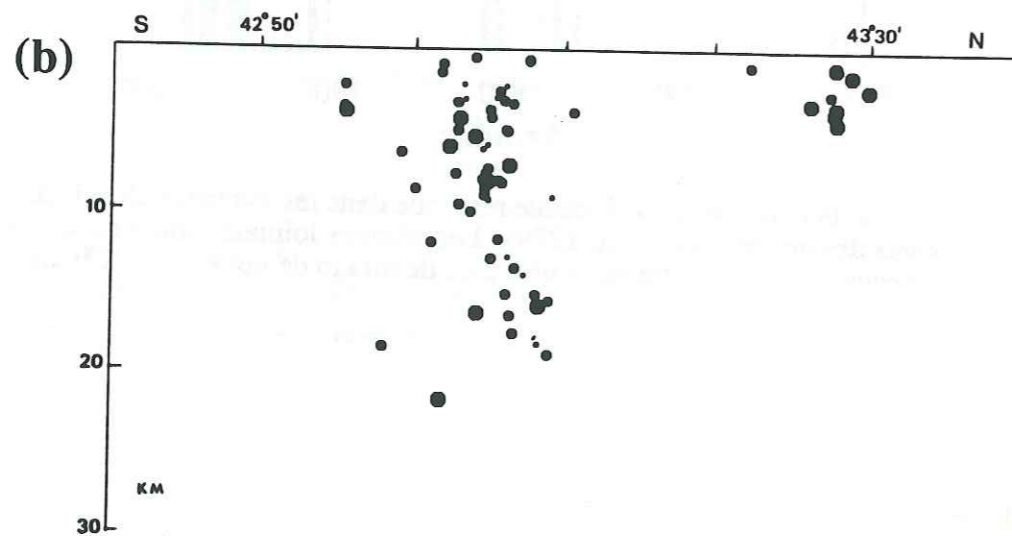
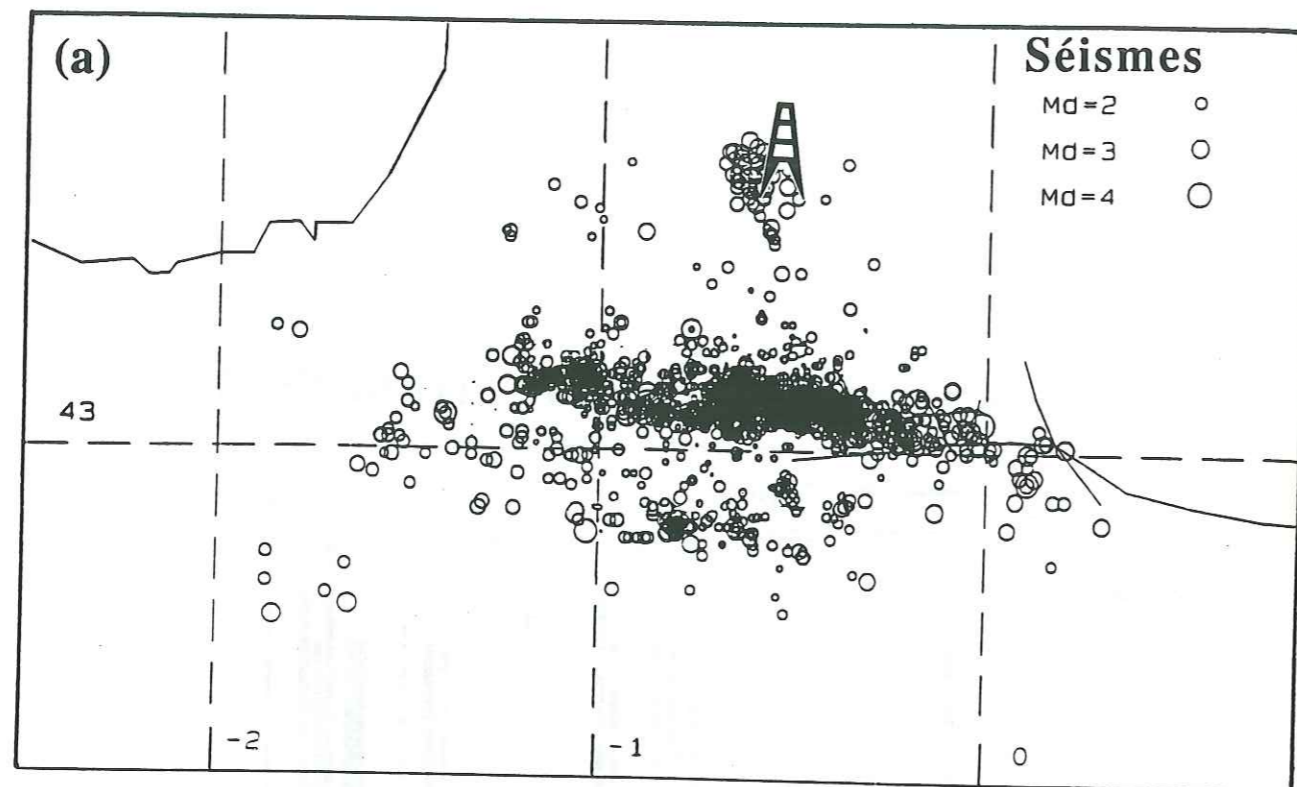


Figure I.3 : a) Sismicité des Pyrénées Occidentales enregistrée par le réseau d'Arette entre 1978 et 1991; la position de Lacq est symbolisée par le derrick (adapté de Duclos Njike-Kassala *et al.*, 1992).  
 b) Coupe Nord-Sud de la sismicité à travers les Pyrénées (d'après Gallart *et al.*, 1985).

USGS (United States Geological Survey) et ISC (International Seismological Center) le situent à 15 km. Le mécanisme au foyer déterminé par Hoang-Trong et Rouland (1971) montre un jeu en décrochement, qui est cependant en désaccord avec une prolongation dans la région d'Arette de la Faille Nord-Pyrénéenne du fait de l'orientation des azimuts des plans de faille (NW-SE et NE-SW).

McKenzie (1972) a également proposé une solution focale en faille inverse pour le séisme d'Arette mais cette solution est mal contrainte, surtout pour l'axe T (Rivera, 1989).

Deux campagnes sismologiques temporaires, à l'aide d'un réseau local en 1976 et 1977, ont permis d'enregistrer une quarantaine de séismes ( $M_1 < 3.0$ ) dans la région d'Arette (Haessler *et al.*, 1978). La localisation des hypocentres a mis en évidence un accident profond vers le Nord avec un plongement de  $65^\circ$ . Le mécanisme au foyer composite déterminé lors de l'été 1976 a montré un jeu en décrochement dont l'un des plans nodaux correspond au plan de faille déterminé par les séismes. Ce résultat est en contradiction avec l'étude du mécanisme d'Arette déterminé initialement par Hoang-Trong et Rouland (1971) qui infirmait l'existence d'une extension occidentale de la Faille Nord-Pyrénéenne. Le plan de sismicité mis en évidence ici correspondrait au prolongement de la Faille Nord-Pyrénéenne.

En 1977 un réseau permanent de 8 stations a été installé dans la région d'Arette ce qui a permis d'avoir une surveillance continue de la sismicité à partir de 1978 (Gagnepain *et al.*, 1980). Cette surveillance continue a permis d'affiner les études précédentes et de caractériser une zone sismiquement active orientée Ouest-Est de 10 km de large voisinant avec de grands accidents chevauchants. Cette sismicité est importante entre 0 et 10 km mais on la retrouve cependant jusqu'à une profondeur de 20 km (figure I.3 b). Une coupe Nord-Sud de cette sismicité permet de retrouver le plan et le pendage précédemment décrits par Haessler *et al.* (1978). Une quinzaine de mécanismes au foyer ont été déterminés avec un réseau dense temporaire de 30 stations. La plupart des mécanismes avaient un axe de pression (P) compris entre  $270^\circ\text{N}$  et  $360^\circ\text{N}$  ce qui semblerait indiquer que les Pyrénées sont soumises à une compression orientée approximativement NW-SE du fait de la collision des plaques Afrique-Eurasie (Gagnepain *et al.*, 1980).

#### I.2.2.2 Région d'Arudy

Le séisme d'Arudy (29/2/1980,  $M=5.3$ ) a eu lieu à une dizaine de kilomètres à l'Est d'Arette. Un réseau de 20 stations portables a ensuite été mis en place pour l'étude des répliques (Gagnepain-Beyneix *et al.*, 1982). La localisation de ces séismes a montré qu'ils étaient très groupés sur une longueur de 5 km. Une coupe Nord-Sud les a localisés entre 2 et 7 km de profondeur suivant un axe à peu près vertical. La construction de 50 mécanismes au foyer a montré une diversité dans les mécanismes de rupture mais cependant en accord dans la majorité avec une compression générale orientée NW-SE.



Un tenseur des contraintes a été déterminé pouvant expliquer la plupart des mécanismes (Gagnepain-Beyneix *et al.*, 1982) :

- $\sigma_1$  : horizontal, direction NW-SE
- $\sigma_2$  : vertical
- $\sigma_3$  : horizontal, direction NE-SW

Ce tenseur montre donc un axe principal maximal de contrainte orienté NW-SE et un axe principal minimal de contrainte orienté NE-SW. Il est en accord avec les mécanismes au foyer d'Arette déterminés par Hoang-Trong et Rouland (1971) et McKenzie (1972). Ce tenseur suggérerait ainsi un coulissage dextre entre les plaques Afrique-Eurasie.

### I.2.2.3 Massif des Arbailles

Le 6 janvier 1982 un séisme ( $M=4.8$ ) a eu lieu dans le massif des Arbailles (20 km à l'Ouest d'Arette). Une étude des répliques a été effectuée par Gallart *et al.* (1985). Cette crise sismique est plus profonde (entre 13 et 15 km de profondeur) que celles des régions d'Arette et d'Arudy. Elle est aussi située sur un plan à peu près vertical orienté E-W. Le mécanisme au foyer du choc principal montre un plan vertical orienté E-W en accord avec le contexte géotectonique local. L'axe P est orienté dans une direction NNW-SSE, ce qui est raisonnablement en accord avec les études précédemment citées (NW-SE). Outre cette crise sismique, Gallart *et al.* (1985) ont étudié la sismicité entre St-Jean Pied-de-Port et Lourdes sur une période de trois mois (octobre-décembre 1982). Ils ont localisé 70 séismes ( $0.5 < M < 2.7$ ), toujours alignés sur un axe E-W. Une coupe Nord-Sud de ces événements montre toujours le pendage sub-vertical du plan sur lequel on localise la sismicité. On peut remarquer un peu plus au Nord la présence d'un petit essaim de séismes qui est du à l'exploitation du champ de gaz de Lacq (figure I.3 b). 16 mécanismes au foyer ont pu être déterminés pour les séismes pyrénéens, montrant toujours la complexité de cette zone tectonique. Gallart *et al.* (1985) ont ensuite essayé de déterminer un tenseur des contraintes à partir de la méthode proposée par Vasseur *et al.* (1983), basée sur la méthode des stries. Ils ont donc considéré deux populations d'événements :

- d'une part 30 solutions focales déterminées pendant une période d'activité sismique "normale" (1978-1982). Les épicentres associés sont situés entre Arette et le massif des Arbailles. Il n'a pas été possible de trouver un tenseur homogène pour cette série de données manifestement du fait des perturbations locales du champ de contrainte et des pré-orientations de failles.

- d'autre part 50 mécanismes au foyer consécutifs au choc principal d'Arudy ainsi qu'à celui des Arbailles. Dans ce cas, ils ont pu déterminer le tenseur suivant :

- $\sigma_1$  : sub-vertical (plongement  $80^\circ$ ), direction E-W ( $275^\circ$ N)
- $\sigma_3$  : sub-horizontal (plongement  $7^\circ$ ), direction NE-SW ( $45^\circ$ N)

Ce tenseur est compatible avec 80% des données, mais le sens de l'axe  $\sigma_1$  est différent (sub-vertical) de celui déterminée par Gagnepain-Beyneix *et al.* (1982).

Rivera et Cisternas (1990) ont repris les données de Gagnepain-Beyneix *et al.* (1982) concernant les répliques du séisme d'Arudy et ont calculé le tenseur des contraintes à l'aide d'une technique d'inversion des sens de premiers mouvements (Rivera, 1989). Ils ont trouvé un tenseur montrant un régime en étirement horizontal :

- $\sigma_1$  : sub-vertical (plongement  $66^\circ$ ), direction E-W
- $\sigma_2$  : sub-horizontal (plongement  $20^\circ$ ), direction NW-SE ( $125^\circ$ N)
- $\sigma_3$  : horizontal, direction NE-SW ( $35^\circ$ N)

Ce tenseur explique 89% des données avec une vraisemblance de 94% (polarités non expliquées proches des plans nodaux). Il est, à peu de chose près, identique à celui déterminé par Gallart *et al.* (1985).

## I.3 Contrainte pyrénéenne

### I.3.1 Les Pyrénées

Les études du tenseur des contraintes effectuées par Gagnepain-Beyneix *et al.* (1982), Gallart *et al.* (1985) et Rivera et Cisternas (1990) pour les Pyrénées Occidentales ont montré un axe  $\sigma_3$  (contrainte principale mineure) horizontal orienté NE-SW.

Cependant pour l'axe de contrainte principale maximal, Gagnepain-Beyneix *et al.* (1982) ont montré une direction horizontale orientée NW-SE suggérant un coulissage dextre entre les plaques Afrique-Eurasie. La direction est verticale dans les deux autres études montrant plutôt un réajustement isostatique de la chaîne pyrénéenne. Ces trois tenseurs sont représentés sur la figure I.4.

A partir de séismes de magnitudes importantes ( $4.0 < M < 5.7$ ), Nicolas *et al.* (1990) ont construit 16 mécanismes au foyer dont les épicentres sont localisés sur toute la largeur de la chaîne pyrénéenne. Ils ont obtenu une grande majorité de jeux en décrochement et ont montré que :

- à l'Ouest des Pyrénées Occidentales les axes P étaient plutôt orientés approximativement NNW-SSE,
- dans les Pyrénées Occidentales, sur une largeur de 50 km, (région la plus active sismiquement) les axes P varient entre  $N70^\circ$  et  $N90^\circ$ ,
- à l'Est des Pyrénées Occidentales on retrouve la convergence Nord-Sud,
- les Pyrénées Orientales montrent quant à elles des axes de pression E-W.

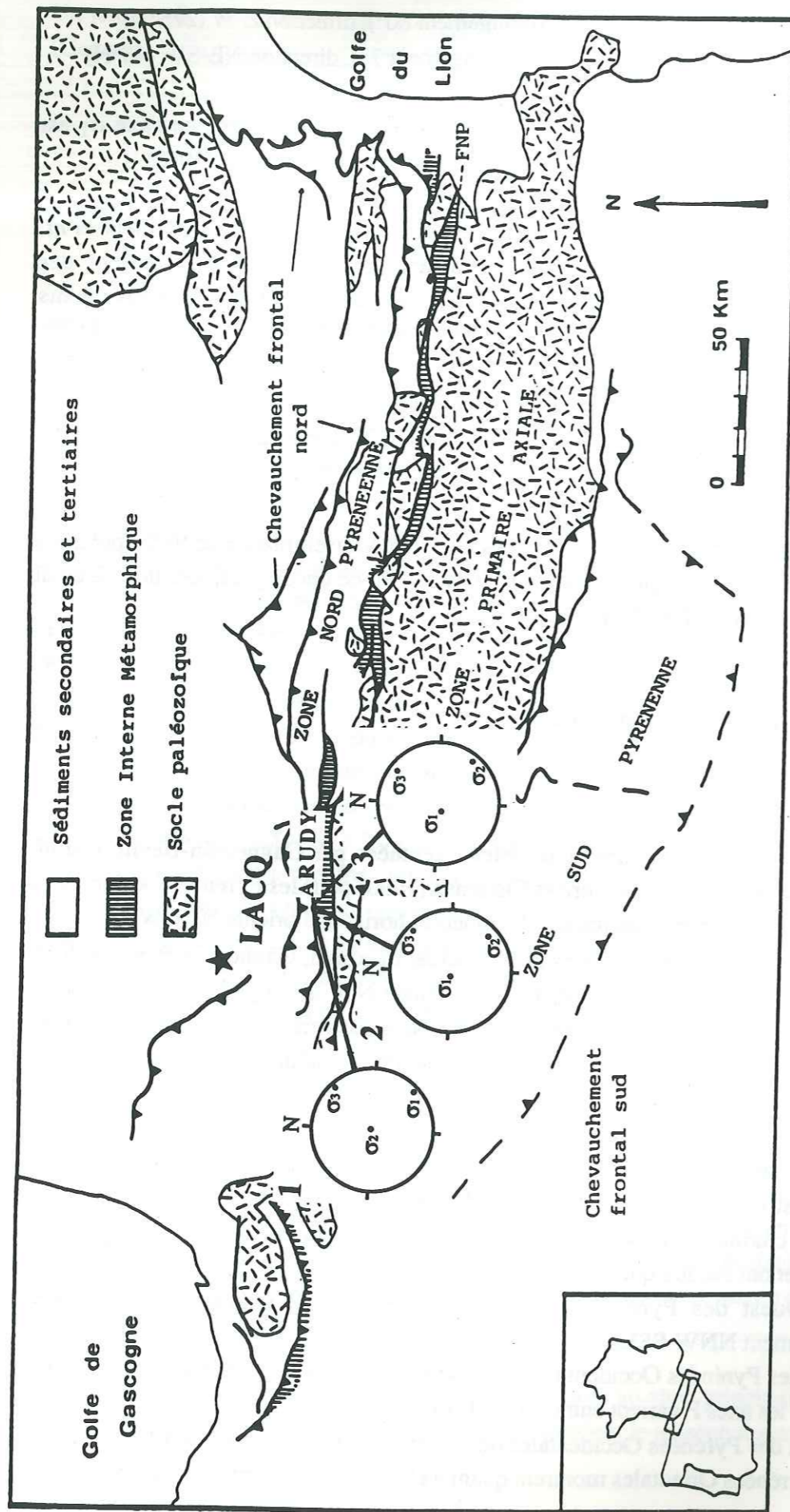


Figure I.4 : Localisation dans le contexte structural des Pyrénées des tenseurs des contraintes déterminés à partir des répliques du séisme d'Arudy par : (1) Gagnepain-Beyneix *et al.*, 1982; (2) Gallart *et al.*, 1985; (3) Rivera and Cisternas, 1990.

Bien que les Pyrénées semblent soumises à une compression Nord-Sud, il est difficile de la mettre clairement en évidence à partir d'études locales avec les outils sismologiques.

### I.3.2 Le bassin Aquitain

Le champ de gaz de Lacq est situé au Sud du bassin Aquitain, à quelques kilomètres au Nord de la Zone Nord-Pyréenne délimitée par le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen.

Une estimation des contraintes principales ( $\sigma_H$ ) et minimales ( $\sigma_h$ ) horizontales *in situ* a été effectuée dans le bassin Aquitain par Bell *et al.* (1992). Pour cela, ils ont mesuré les ovalisations à l'intérieur de 55 puits d'hydrocarbures verticaux dont la profondeur pouvait aller jusqu'à 5700 m. Ce type d'étude a déjà montré des résultats cohérents pour les bassins sédimentaires (voir par exemple Bell, 1990). Deux mesures ont été effectuées sur des puits du champ de Lacq entre -117 et -275 m et entre -23 et -108 m, donc très près de la surface. Cependant leur qualité est considérée comme moyenne (longueur insuffisante pour l'intervalle d'ovalisation ou déviation standard pour l'azimut de l'axe de déformation principale trop importante).

A partir de l'étude de logarithmes de densité, de *leak-off tests* (tests sur la pression des puits) et du poids de boue nécessaire pour éviter les surpressions, ils ont déduit que la contrainte horizontale minimale ( $\sigma_h$ ) était à peu près égale à 80% de la contrainte principale verticale ( $S_v$ ). Il ne leur a cependant pas été possible de proposer une estimation relative de la magnitude de la contrainte horizontale maximale ( $\sigma_H$ ).

Les azimuts des directions de contraintes principales maximales horizontales ( $\sigma_H$ , direction correspondante à celle du petit axe de l'ellipse de déformation) montrent une grande complexité dans laquelle il est difficile de voir une orientation préférentielle se dessiner (figure I.5). Trois explications ont été proposées afin d'expliquer cette anisotropie (Bell *et al.*, 1992):

- 1) les puits se trouvent à la frontière entre deux zones soumises à des régimes de contraintes différents,
- 2) présence de discontinuités géomécaniques majeures (failles ...) dans le Bassin Aquitain pouvant localement réorienter les trajectoires de la contrainte régionale,
- 3) différence minime entre les valeurs des contraintes  $\sigma_H$  et  $\sigma_h$  ce qui fait qu'elles peuvent facilement alterner localement.

Les deux premières explications sont, selon Bell *et al.* (1992), difficilement envisageables.

La troisième hypothèse semble la plus vraisemblable, elle pourrait expliquer la rotation observée entre  $\sigma_H$  et  $\sigma_h$ . Dans ce cas, il n'est plus nécessaire de considérer les deux premières hypothèses bien qu'il soit difficile de négliger entièrement la deuxième. D'après les conclusions, par déductions successives, de ces auteurs, il est donc concevable de considérer que la contrainte principale maximale  $\sigma_1$  ( $S_v$ ) était globalement

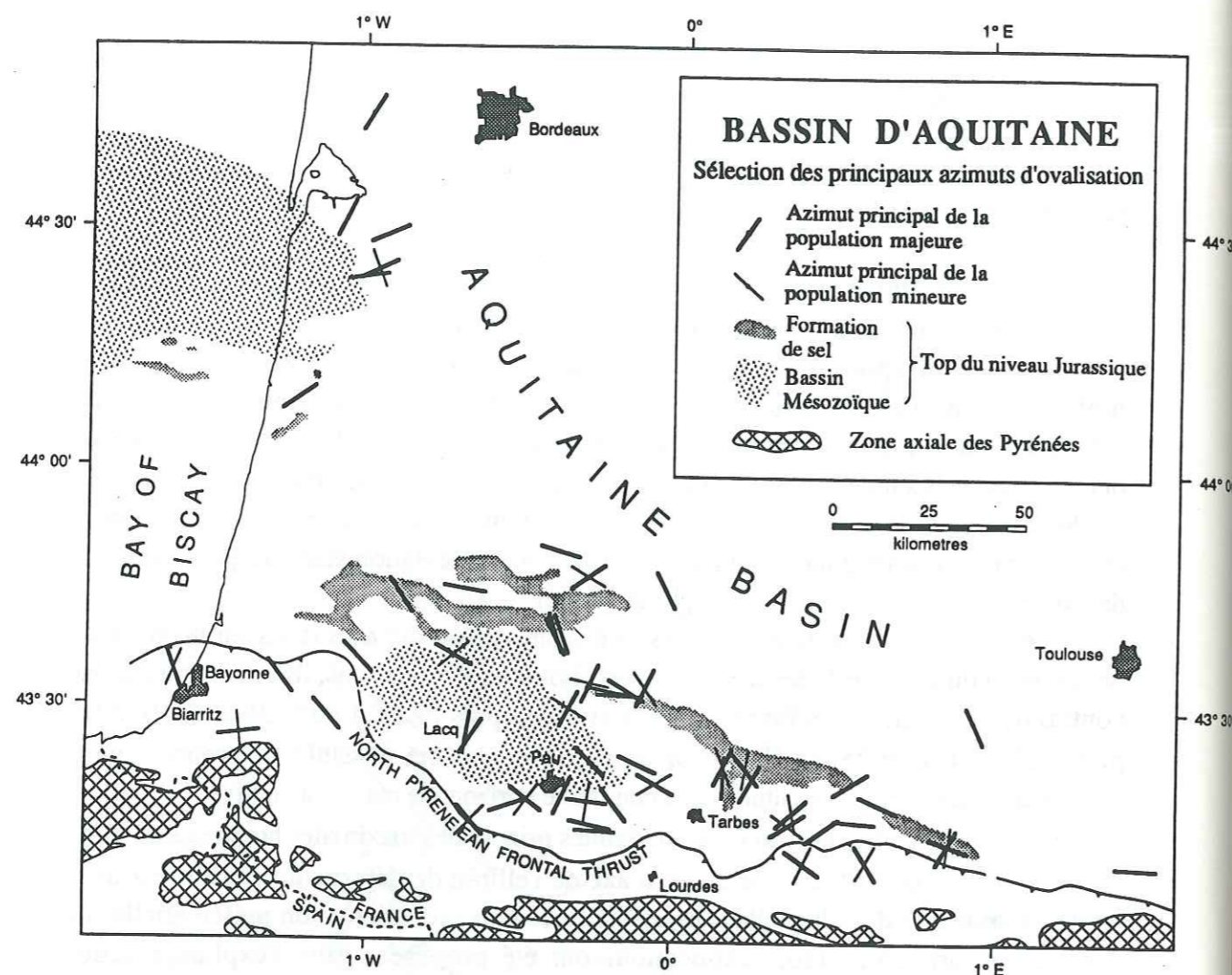


Figure I.5 : Carte des principaux azimuts du petit axe d'ovalisation ( $\sigma_H$ ) observés dans 55 puits d'hydrocarbures à travers le bassin d'Aquitaine (d'après Bell *et al.*, 1992). Pour un même puits, il a parfois été trouvé deux azimuts différents pour le petit axe d'ovalisation, donnant ainsi deux populations (majeures et mineures). Ces deux populations sont différenciées par la longueur sur laquelle la mesure d'ovalisation a été effectuée (la longueur la plus importante correspond à la population majeure).

verticale dans le bassin Aquitain, au moment où ces mesures d'ovalisation de puits ont été effectuées (avant l'extraction d'hydrocarbures).

## I.4 Contexte de l'étude de Lacq

### I.4.1 Caractères structuraux

Grasso *et al.* (1985) ont fait une description complète de la situation structurale du gisement de Lacq. Nous nous contenterons de rappeler ici les principaux traits.

Le champ de Lacq est situé, rappelons-le, juste au Nord du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen, à l'extrême Sud du bassin Aquitain (figure I.6).

Le gisement de gaz est piégé sous un anticlinal formant le dôme dissymétrique de Lacq. Ce dôme est limité au Sud et au Sud-Ouest par le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen de direction N120°, ce chevauchement est inactif sismiquement, ce qui n'exclue pas le fait qu'il puisse bouger de façon asismique. De récents profils topographiques semblent par ailleurs confirmer ce déplacement (Grasso *et al.*, 1991).

Un récif de calcaire recouvre tout le gisement excepté sa partie occidentale.

Deux modèles sont avancés pour expliquer la formation de l'anticlinal de Lacq. On peut d'un côté supposer qu'elle s'est faite en deux temps avec :

- tout d'abord au Crétacé une période d'extension avec rejeu en décrochement sénestres des accidents transpyrénéens N150° et création d'un pull-apart,
- cette période a ensuite été suivie au Tertiaire d'une compression, réutilisant les mêmes accidents mais avec un jeu dextre cette fois. La formation du dôme de Lacq est liée à cette phase en compression, laquelle, d'après les stylolithes, semble maximale dans une direction N30°.

Un autre modèle tout aussi envisageable fait appel à des hypothèses de basculements de blocs, liés à la formation des Pyrénées (ELF, communication personnelle, 1992).

Les anciens plans, dus à la déformation compressive N30°, sont maintenant, d'après l'étude des structures actuelles, des fractures ouvertes. Cela laisse donc supposer une importante modification du champ de contrainte local depuis le Tertiaire.

### I.4.2 Sismicité induite

Le premier séisme (lié à l'extraction du gaz) ressenti à Lacq a eu lieu en décembre 1969 ( $M_I=4.1$ ). La magnitude a été réévaluée en fonction des magnitudes locales et celles du LDG suivant une loi empirique, estimée à partir des magnitudes supérieures à 3.0 communes aux fichiers Lacq et LDG :

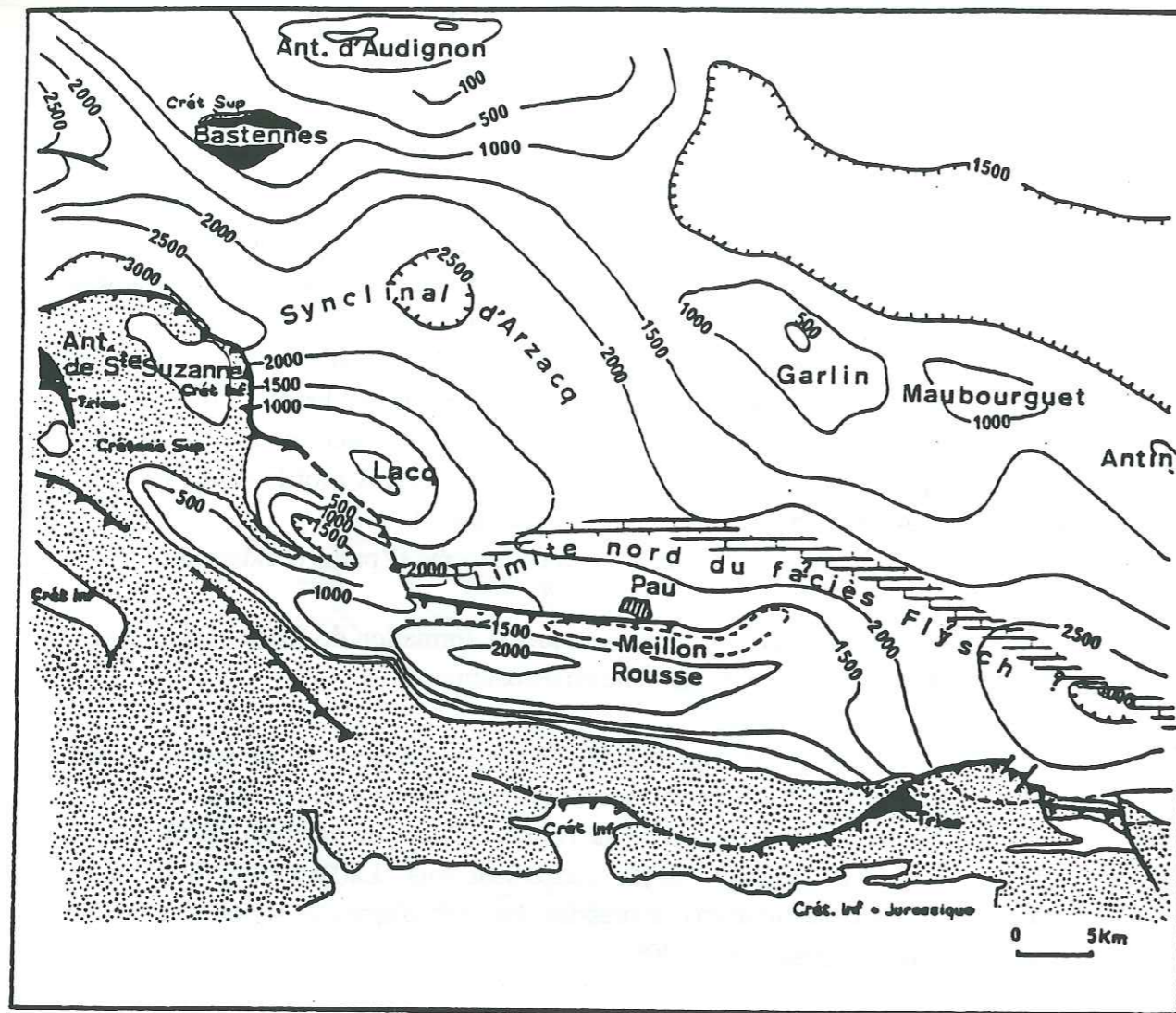


Figure I.6 : Carte géologique synthétique du synclinal d'Arsacq, isobathes du toit du Crétacé (d'après Grasso *et al.*, 1985).

$$M_{\text{Locale}} = 1.1717 + 0.67917 * M_{\text{LDG}}$$

Cette relation nous a permis de recalculer les magnitudes des séismes de décembre 1971 ( $M_l=3.5$ ) et de décembre 1972 ( $M_l=3.9$ ). Nous n'avons jusqu'à présent que les magnitudes du LDG pour ces trois séismes survenus avant l'installation du réseau permanent. Grâce à cela, nous avons pu tracer l'évolution temporelle de l'énergie sismique libérée à Lacq de façon homogène (figure I.7). Nous avons de plus rajouté sur cette figure l'évolution temporelle de la pression à l'intérieur du réservoir, qui est, rappelons-le, le moteur principal de la sismicité (Grasso and Wittlinger, 1990).

Le toit du réservoir ainsi que les réseaux de détection sismologique du champ de Lacq sont représentés sur la figure I.8. Seules les données obtenues à partir du réseau ELF1 (géré par l'IPGS) ont été traitées du fait de l'installation trop récente du réseau ELF2 (géré par le LGIT). Les cartes de sismicité de cette étude ont été effectuées en grande partie avec le programme HADES (Besnard, 1991).

La sismicité est essentiellement présente dans la partie Est du gisement. La partie Ouest est quant à elle complètement asismique. Cela est dû à la présence de niveaux ductiles (marnes) dont la présence est plus importante dans cette partie du gisement (Grasso and Feignier, 1990). La localisation des hypocentres montre que ceux-ci sont très bien corrélés avec la géométrie en dôme du réservoir et que la préfacturation du milieu ainsi que les propriétés géomécaniques du réservoir jouent un rôle important concernant la distribution de la sismicité (Grasso and Wittlinger, 1990, Grasso and Feignier, 1990).

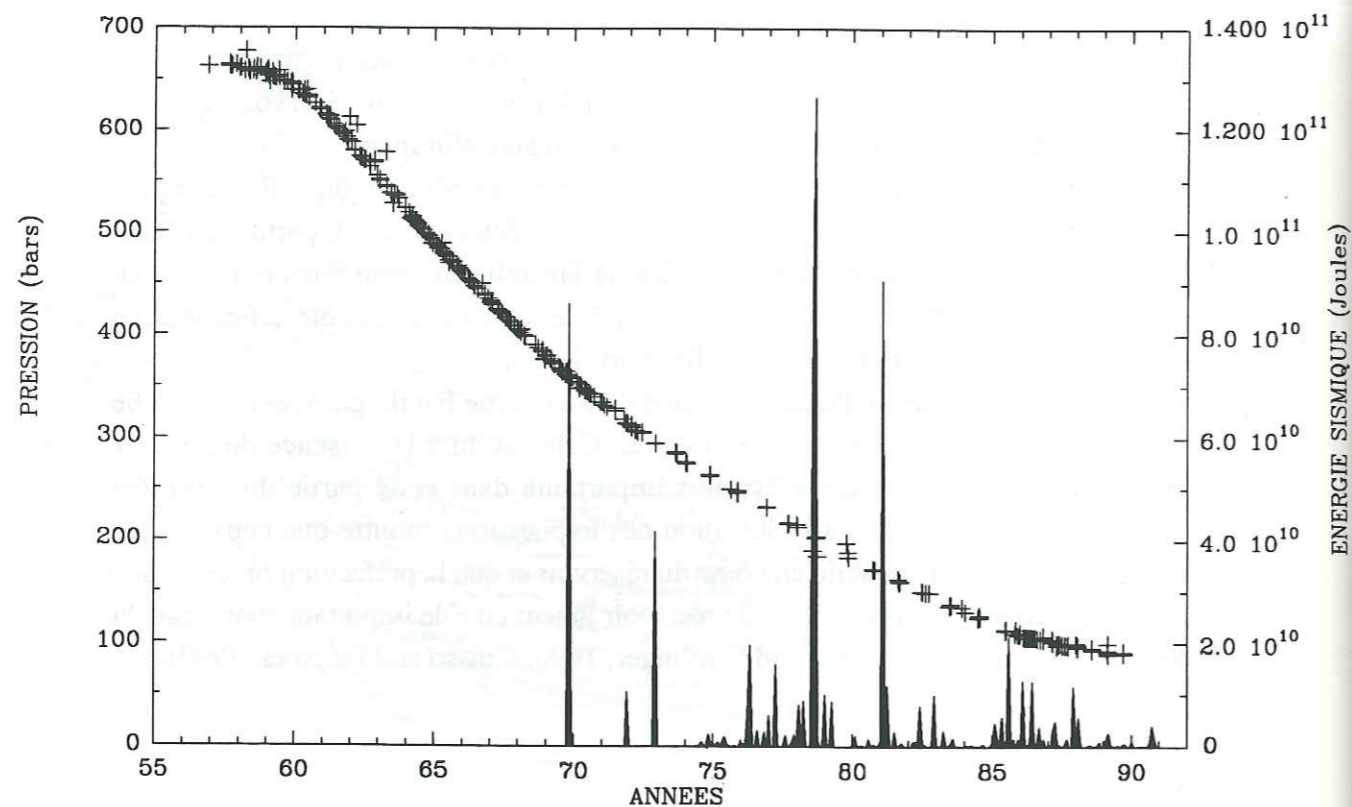


Figure I.7 : Evolution temporelle de la pression à l'intérieur du réservoir et de l'énergie sismique libérée.

## RESEAU PERMANENT

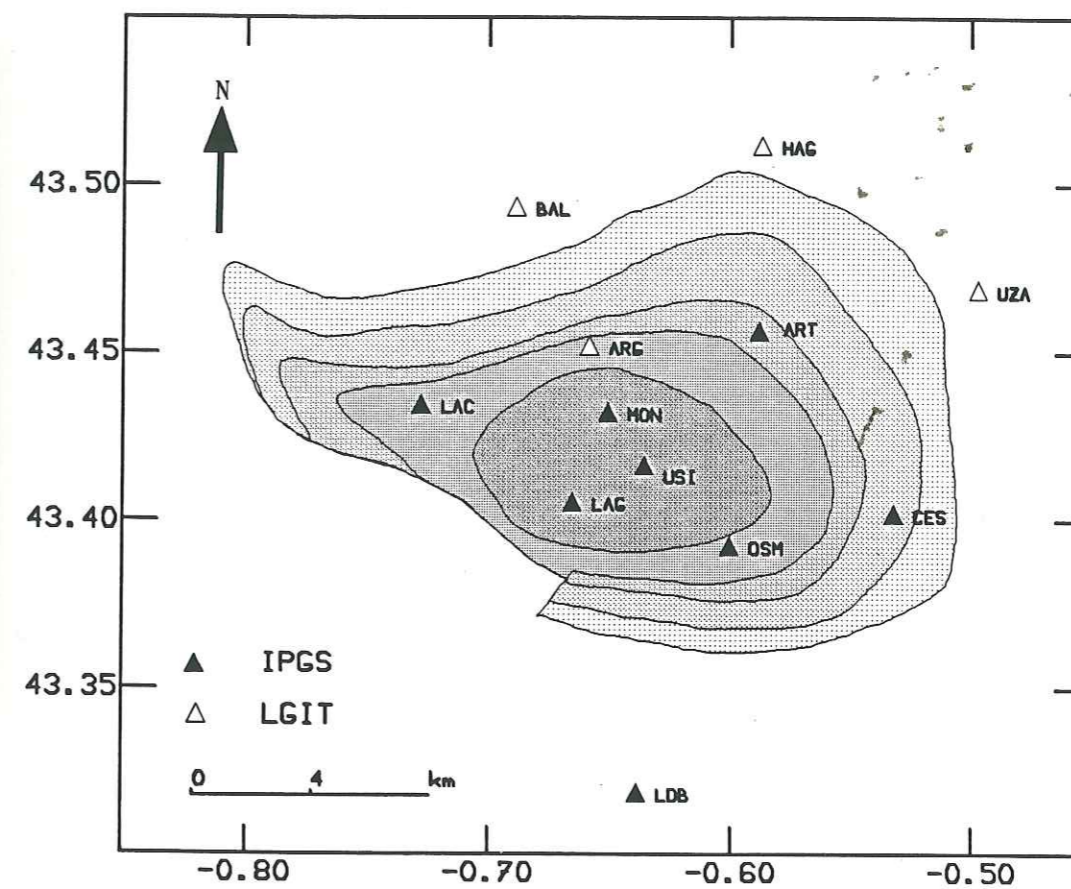


Figure I.8 : Isobathes du toit du Barrémien limitant le réservoir de gaz (-4000 m : gris foncé, -6000 m : gris clair). Les réseaux permanents sont représentés par :  
 - triangles noirs : réseau ELF1, géré par l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg (installé en 1974),  
 - triangles blancs : réseau ELF2, géré par le Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (SISLACQ, installé en 1992).

CHAPITRE II

RELOCALISATION TRIDIMENSIONNELLE  
DE LA SISMICITE

## II RELOCALISATION TRIDIMENSIONNELLE DE LA SISMICITE

### II.1 Présentation du problème

La localisation des tremblements de terre est un travail toujours délicat et difficile. Cela provient essentiellement de l'imprécision des connaissances sur la vitesse des ondes sismiques dans le milieu étudié ainsi que sur la structure géologique considérée. C'est pourtant un point essentiel dans les études de sismo-tectonique car une grande partie des interprétations (répartition des hypocentres, mécanismes au foyer ...) va en être déduite en prenant comme point de départ les positions des séismes. Une des méthodes la plus utilisée (la plus simple) consiste à travailler dans un espace unidimensionnel. On considère que l'on a un demi-espace homogène (vitesses constantes) ou un empilement de couches planes (vitesses croissantes avec la profondeur). Le programme HYPO71 (Lee and Lahr, 1975) a été développé suivant ce concept. Il devait servir à l'origine à localiser la sismicité sur la faille de San Andreas. Cette sismicité est superficielle et les réseaux d'enregistrements sont peu étendus et composés d'un grand nombre de stations. Si cette méthode s'applique bien dans le cas de bassins sédimentaires ou de régions types boucliers, elle fournit des résultats assez grossiers dans le cas de régions à structures géologiques complexes (chaîne de montagnes, zones de chevauchements, de subduction ...). Dans ce cas il est plus avisé d'utiliser en plus des modèles plus sophistiqués de relocalisation (tridimensionnel type Roecker (1982)).

Le gisement de gaz de Lacq forme un dôme sous lequel un niveau marneux piège le gaz. C'est un milieu fracturé (Cousteau, 1965) constitué de différentes couches qui se sont déformées lors de la création de l'anticlinal. Outre l'anisotropie liée à la structure, il existe une zone à moindre vitesse située juste au-dessus du réservoir (Grasso and Wittlinger, 1990). Pour la localisation des séismes on se sert des temps d'arrivée des ondes P et S. Les ondes S sont particulièrement utiles lorsqu'il s'agit de contraindre la profondeur des séismes. Les stations de Lacq sont toutes constituées de capteurs à une composante verticale exceptée une station à trois composantes (LDB). Cette station est la plus éloignée du gisement (figure I.7). Il est par conséquent difficile de pointer les S pour les séismes peu énergétiques à partir de capteurs verticaux. De plus, du fait d'une couche superficielle lente en surface, les angles d'incidence des rais sont en général très faibles ce qui implique une polarisation des ondes S presque perpendiculaire au capteur et donc pas favorable à un dépouillement sur les composantes verticales (Feignier, 1989). Utiliser le programme HYPO71 sans les ondes S donnera des résultats avec une imprécision sur la profondeur. C'est pourquoi l'intérêt d'utiliser un programme de relocalisation tridimensionnel est apparu nécessaire. Nous avons choisi le programme REL3D développé par Roecker (1982). Ce programme, contrairement à celui utilisé par Grasso et Wittlinger (1990) fonctionne avec des vitesses bloquées et il a besoin d'un point de départ pour pouvoir relocaliser les hypocentres. Ces localisations préliminaires ont été effectuées à partir du programme HYPO71 modifié (Lee and Lahr, 1975; Fréchet et Glot, 1986). Nous avons rentré un demi-espace homogène car l'utilisation d'un milieu avec de

nombreuses interfaces crée des artefacts de calcul et bloque parfois les séismes sur les discontinuités ce qui peut donner des erreurs de localisation et donc d'interprétation.

## II.2 Méthode et résultats

L'article suivant présente la méthode de relocalisation utilisée et montre l'importance d'un modèle tridimensionnel pour la localisation des séismes dans une zone présentant des discontinuités géologiques ainsi que des anisotropies de vitesse.

Les résultats montrent des variations latérales et/ou verticales de l'ordre de 3 km par rapport à la position de départ. Les coupes de sismicité font ressortir une bonne corrélation entre les hypocentres et les discontinuités préexistantes (figure II.1). Les instabilités sismiques sont de plus étroitement reliées aux roches sédimentaires possédant une forte vitesse sismique et la grande majorité de séismes est située sous le réservoir. Une vue stéréoscopique des séismes relocalisés permet de visualiser en relief et de faire clairement ressortir la forme du dôme de Lacq (figure II.2).

Les résultats de cet article sont en bon accord avec les relocalisations effectuées à partir du même modèle mais suivant une technique différente (Wittlinger, communication personnelle 1992). Le modèle 3D à été discrétisé en cellules cubiques de 250 m de côté ayant chacune leur propre vitesse. Le principe de cette méthode est de tester chaque cellule composant le modèle tridimensionnel et de voir dans laquelle la probabilité est la plus forte pour que les temps de trajets séisme-station correspondent le mieux à ceux calculés. Lorsque l'on choisit une probabilité de 0.98, la distribution des séismes montrent les mêmes tendances qu'avec les relocalisations effectuées avec REL3D (séismes localisés sous le réservoir suivant la structure en dôme). Par contre, lorsque l'on abaisse le seuil de probabilité (0.90 par exemple) les positions des hypocentres changent de façon importante (variations de l'ordre de 3 km en latitude, longitude et/ou profondeur). La station 3 composantes (anciennement LDB) a été transférée en 1990 au centre du gisement (à la place de la station USI), ce qui a pour conséquence une meilleure lisibilité des ondes S car la station est plus proche des hypocentres. Des localisations de séismes récents avec cette technique et l'utilisation des ondes S a révélé l'existence de séismes profonds ( $z=17$  km) localisés dans le socle (Wittlinger communication personnelle, 1992).

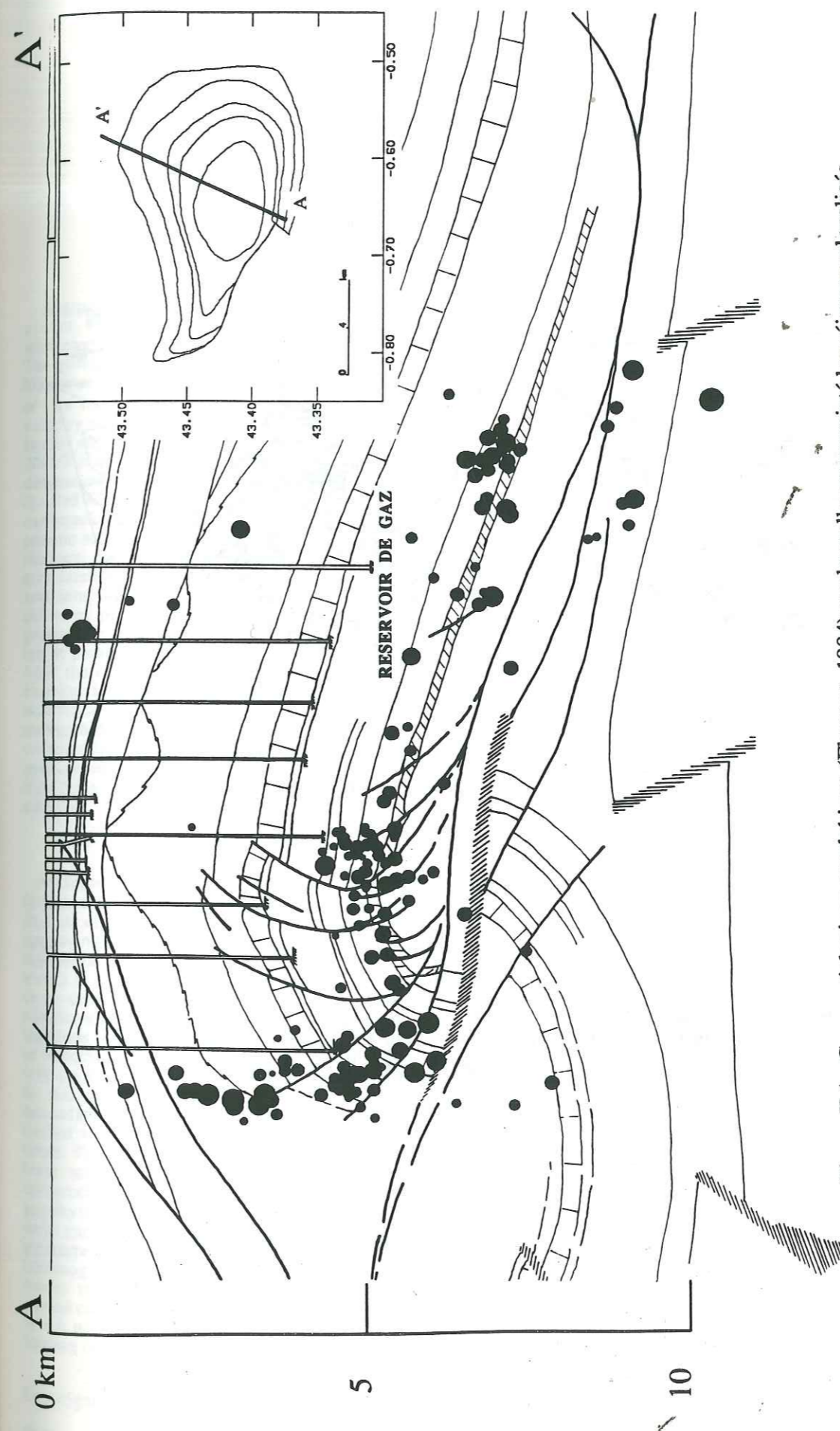


Figure II.1 : Coupe géologique synthétique (Flament, 1984) sur laquelle on a projeté les séismes relocalisés sur la période 1982-1989 (gap de 2 km). La direction de la coupe est donné dans le cadre droit.



INTERRELATION BETWEEN INDUCED SEISMIC INSTABILITIES AND COMPLEX GEOLOGICAL STRUCTURE.

Fabrice Guyoton, Jean-Robert Grasso and Philippe Volant

Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Observatoire de Grenoble, France.

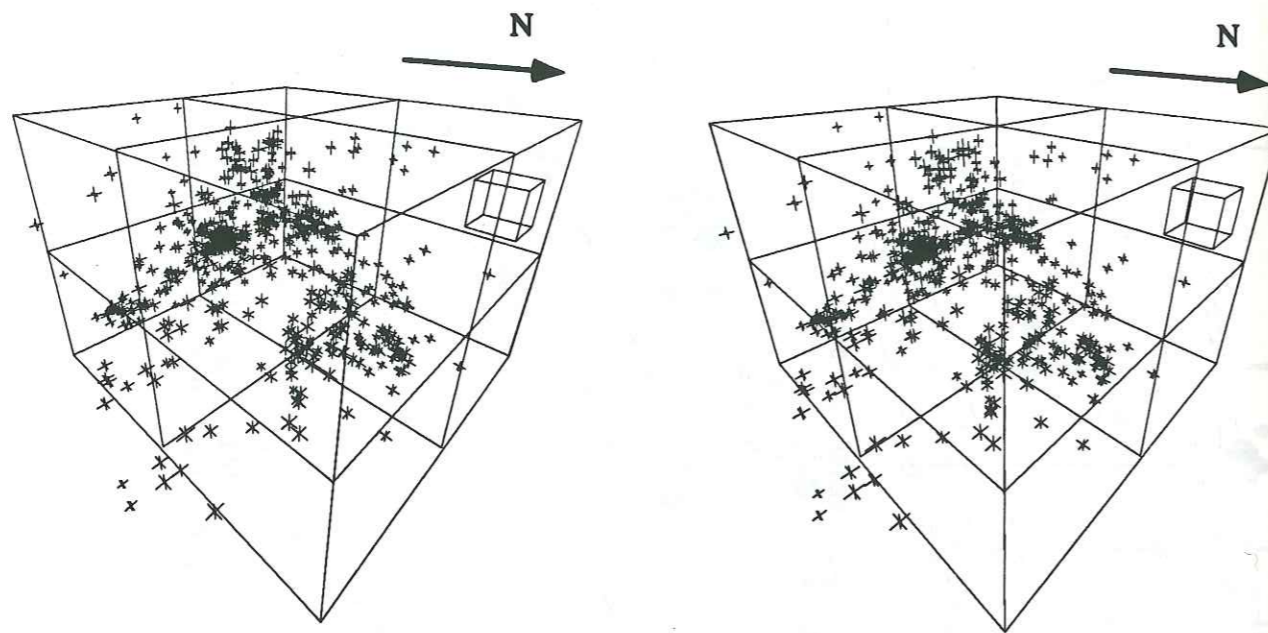


Figure II.2 : Couple stéréoscopique de la sismicité relocalisée à l'aide d'un modèle tridimensionnel sur les périodes 1976-1979 et 1982-1989 (612 événements). Les séismes épousent clairement la structure en dôme du réservoir.

Geophysical characteristics

The Lacq hydrocarbon fields are located in an anticline structure of the French Pyrenean foreland. The autochthonous series including the asymmetrical dome of Lacq (Figure 1) are widely folded at the north pyrenean frontal thrust. The local dome structure is limited to the south by a major fault oriented N120°, and to the west by a faulted strip N10°. The area around the site of hydrocarbon extraction has been aseismic for numerous centuries, since no historic events are known except the active seismic zone of the North Pyrenean Fault which lies 25 km to the south of the field (Grasso and Wittlinger, 1990). The gas producing horizons are dolomitic sandstones and limestones of Barremian to Barremian age ( $V_p=5700 - 6000$  m/s,  $54 \times 10^3$  MPa Young's modulus) (Figure 1). An impermeable layer (Sainte-suzanne marls) of lower Aptian age ( $V_p=4400$  m/s,  $33 \times 10^3$  MPa) about 500 meters thick traps the anhydrous gas. Above these marls lies an Albo-Aptian calcareous reef ( $V_p=5800 - 6000$  m/s,  $60 \times 10^3$  MPa) 2000 meters thick. This reef is capped by the oil reservoir (with average depth of 600 m) which is covered by molassic Tertiary strata ( $V_p=2700 - 3000$  m/s). The reef formation is absent on the western and southern flanks of the structure where marls ( $V_p=4200-4500$  m/s) take place up to 6 km in depth. The figure 3 shows the isobaths of the top of the gas reservoir recently reviewed by new seismic and structural studies (J. de Lanlay, 1990). We note a clearly asymmetry between the north and the south. According to recent exploitation parameters (accumulation, permeability, pressure) producers define different rings within the gas reservoir. These rings range in depth from 3200 m to at least 6000 m with decreasing permeability values. From 1957 to 1989, the total gas pressure drop in the reservoir (first ring) was about 60 MPa.

**Abstract:** From 1982 to 1989, more than 520 local seismic events were recorded by a permanent network of 9 telemetered stations over an active gas field (Lacq, France). The geological data of 46 boreholes coupled to several tens of kilometers of seismic profiles, concentrated in a small volume of  $15 \times 15 \times 10$  km<sup>3</sup>, allow the development of a very precise velocity structure, exhibiting a dome geometry limited by faulted strips. The discretized velocity model includes almost 20000 blocks with 500 m x 500 m x 250 m minimum dimensions. A relocation technique using this a priori detailed 3D velocity model allows precise locations of induced earthquakes. 351 relocated hypocenters show that of the seismic activity concentrated on geometrical discontinuities of the local dome structure. The locations of seismic events are correlated with geomechanical layers of the structure. Spatial and temporal migration of seismic ruptures mimics the different permeability rings of the reservoir which are progressively depleted by gas extraction. Most of these events are at present confined close to major thrust planes which limit the dome structure laterally, and in depth onto pre-existing faults in the basement below the gas field. The occurrence of these deep clusters demonstrates that fluid manipulation in the sedimentary covers can activate pre-existing basement faults. This result changes previous assessments of local seismic risk and provides new insights into fault mechanisms in areas with complex geological structure.

Introduction

Accurate location of earthquake hypocenters is one of the fundamental data analysis problems in seismology. A great deal of effort is devoted to solve this problem, either by improving the algorithm or by increasing significantly the number of seismological data. Usually, relocations of seismic events in complex geological structures are obtained using a three-dimensional inversion technique which solves simultaneous changes in block velocities and hypocenter locations (e.g. Aki and Lee, 1976). The estimated accuracy of hypocenter location (3D problem) is expected to increase with the amount of surface data (fundamentally 2D data set). In this study, we use 3D a priori information on the subsurface velocity to constrain hypocenter locations, with a limited amount of surface information (maximum of arrival times: 9). Only hypocentral parameters are minimized, in a least squares sense, from a priori 3D velocity model constructed by compiling the whole set of geological and geophysical data (Guyoton, 1991). Numerous producing wells and geophysical exploration data define the local dome structure limited by faulted strips. Such a strong seismic inhomogeneity motivates the need for a precise 3D velocity model to accurate earthquake locations. Relocations are carried out by the modified REL3D program (Roecker, 1982) which uses travel time data in a given three-dimensionally varying structure.

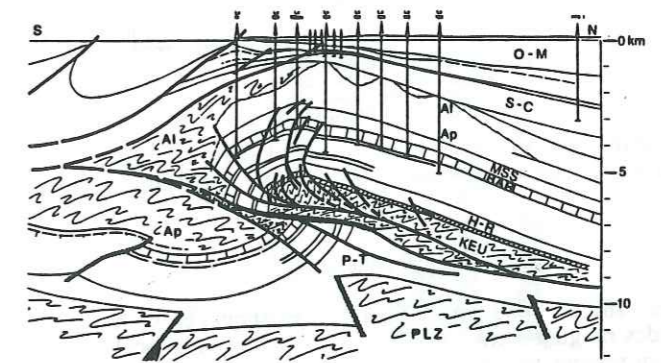


Fig. 1: N-S vertical cross-section of the local geological structure deduced from borehole observations and seismic profiles. O-M: Oligo-Miocene; S-C: Senonian, Cenomanian; Al: Albian; Ap: Aptian; MSS (Marls of Sainte-Suzanne); lower Aptian; BAR: Barremian (reservoir); H-R: Hettangian, Rhetian; Keu: Keuper; P-T: Trias and permian; PLZ: basement.

Copyright 1992 by the American Geophysical Union.

Paper number 92GL00359  
0094-8534/92/92GL-00359\$03.00

## Dome structure modeling

In order to take into account the local dome structure and the large lateral inhomogeneities described previously, we introduce into the processing of hypocenter location a precise 3D velocity model based on the whole geological and geophysical data set. Lithologic data of more than 46 wells drilled a maximum depth of 6549 m clearly define the asymmetrical geometry of the dome. Numerous seismic profiles (several tens kilometers) allow interpolation between subsurface borehole data and the estimation of the deep structure down to bedrock at more than 10 km depth. From well shootings we assign one average velocity at nineteen geomechanical layers. The block structure ( $15 \times 15 \times 10 \text{ km}^3$ ) is specified by a series of varying perpendicular interfaces. The horizontal block sizes range from 0.5 km x 0.5 km inside the dome structure to 1 km x 1 km outside the structure (Figure 2). Block thicknesses range from 0.250 m between 0 and 6.5 km depth, to 0.500 m underneath. The resulting three-dimensional model is made of about 20000 blocks. It accounts for the following main features of the geological and geophysical setting: (1) non-consolidated shallow deposits; (2) strong thickness variations of molassic levels; (3) dissymmetrical structure of the dome; (4) 4 low-velocity zones (LVZ) located on the top of the gas reservoir (marls levels), under the dome beds (salt rock), laterally on the western and southern flanks of the dome structure (marls levels); (5) geometry of the layers boundary which mimic the main fault strips.

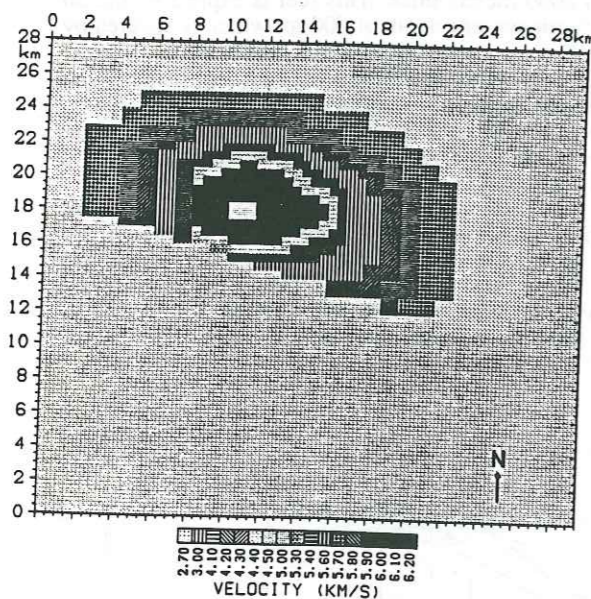


Fig. 2: Map view of the 3D velocity model. This example shows P wave velocity between 5250 and 5000 m at depth.

## Seismological patterns

From 1982 to 1989, more than 520 earthquakes with magnitudes ranging from 1 to 3.5 were recorded by a local permanent seismic network of 9 telemetered stations above the gas field. Only 351 events were selected in this study according to the following criteria: (1) the event is recorded by at least 6 stations; (2) the rms residual of the arrival times must be less than 0.2 s; (3) the location algorithm must converge with less than 0.5 km change in location on the final iteration; (4) the condition number (i. e., the ratio of largest to smallest eigenvalues) of the matrix of partial derivatives must be less than 50. We obtain for the relocated events an average

rms residual of arrival times of 0.07 s. In the 3D process, the final rms residual has been divided by 2 with respect to the end of the first iteration. It is worth noting that we obtained the same rms values with the 1D and 3D velocity models. It confirms that the rms only allows the estimation of the coherence of travel-times with respect to one model of propagation for a given solution, without allowing any estimation of the accuracy of the absolute locations.

Most of the relocated events are in high velocity sedimentary rocks and on pre-existing geometrical discontinuities within the boundaries of the gas field (Figure 3). The correlation with the estimated extension of the gas field is clear, particularly in the eastern part. A geometry close to the asymmetric dome field structure (Figure 1) is prominent in the S-N section where all the seismicity has been projected (Figure 4). Initial locations obtained with a homogeneous half-space velocity model (Figure 4a) and relocations worked out with a three-dimensional velocity structure (Figure 4b) exhibit the principal features of depth relocations. The main discrepancy between the two location processes is associated with the low-velocity zones above the gas reservoir (500 m thick), below the reservoir (Trias saliferous levels, up to 1500 m thick) and on the flanks of the dome. The LVZ led to migrations in depth and lateral directions (3 km average X Y Z change). The seismicity map brings out numerous seismic clusters. Only one cluster has been previously activated in the central part of the field. The location of this central cluster coincides with a possibly pre-existing fault (Feignier and Grasso, 1990). In the northern part of the field a deep cluster of events occurred at the end of 1982. Since 1987 another deep cluster appeared in the SE part of the gas field. These new seismic patterns are located into the basement under the gas reservoir (Figure 5) on pre-existing faults determined from reflection studies (see Figure 1). In the S-N cross-section (Figure 5a) only hypocenters with epicentral distances smaller than 1 km are projected regard to the BB' line on Figure 3. Figure 5b shows the same cross-section than figure 5a through the three-dimensional velocity model used. In the southern part of the field, well-controlled hypocenters ranging in depth from 2 to 8 km appear to be a new feature of the seismicity since 1985. This swarm underlines a main tectonic fault bounding the dome structure to the South. In the NE part of the field, the

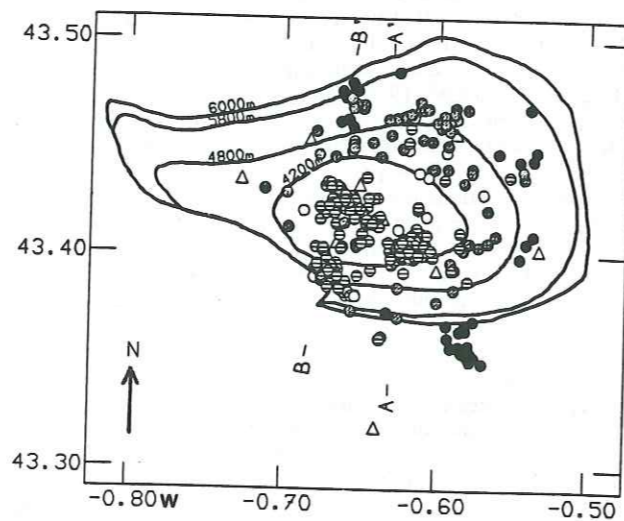


Fig. 3: Epicenter map of the 351 relocated events from 1982 to 1989. The shading scale indicates locations according to depth between 0 km (white circles) and 12 km (dark circle) with a step of 3 km. Open triangles are locations of seismic stations. The curved lines delimitate the lateral extension of the gas reservoir.

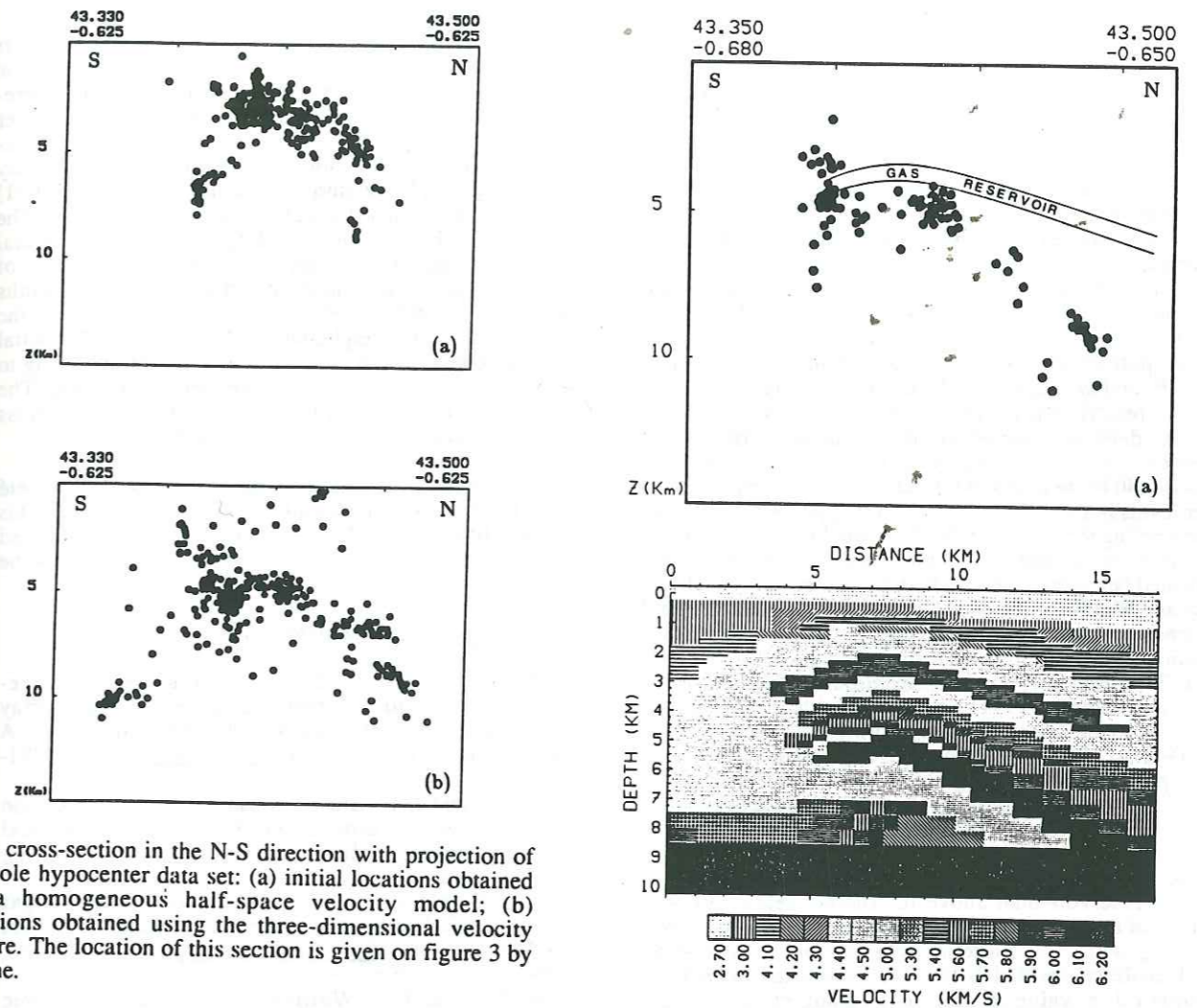


Fig. 4: cross-section in the N-S direction with projection of the whole hypocenter data set: (a) initial locations obtained with a homogeneous half-space velocity model; (b) relocations obtained using the three-dimensional velocity structure. The location of this section is given on figure 3 by AA' line.

seismicity appears more diffuse, while the western part is aseismic. Because no important rheological variations exist at depth below the reservoir between the eastern and the western parts of the field, the inhomogeneity of the seismicity could be result from the reservoir shape, differences in the parameters of production throughout the gas field and the existence of pre-existing planes of weakness. This assumption is reinforced by levelling profiles (Grasso and Feignier, 1990) which exhibit a dissymmetric subsidence with respect to the gas reservoir extension. Mechanical modeling using the boundary elements technique shows that the induced deformation can be controlled by pre-existing planes of weakness in the eastern part of the field alone (Grasso et al., 1991). A great vertical asymmetry appears between the activity in the layers above and below the gas reservoir. Plotting of the percentage of events versus the geological layers where they are located (Figure 6) allows us to investigate the 3D pattern of seismicity and the global deformation of the gas field. In the period 1982-1989, the majority of the events is concentrated between the reservoir and the low-velocity zone of the saliferous Trias (P-T). The histogram of Figure 6 exhibits the major role at depth of the calcareous and anhydritic Hettangian-Rhetian (H-R) levels which deaden more than 30 % of the seismic deformation from 1982 to 1989. Less than 2 % of the activity occur above or within the gas reservoir. These events are located along the southern side of the dome structure and underline the overthrust level towards the South. Within the reservoir itself, the effective normal stress increased due to a 60 MPa pore pressure depletion and thus inhibit faulting.

Fig. 5: (a) vertical S-N cross-section with projection of hypocenters 1 km away from BB' line which is plotted on Figure 3; (b) same cross-section as (a) but through the 3D velocity structure used for the relocations of events.

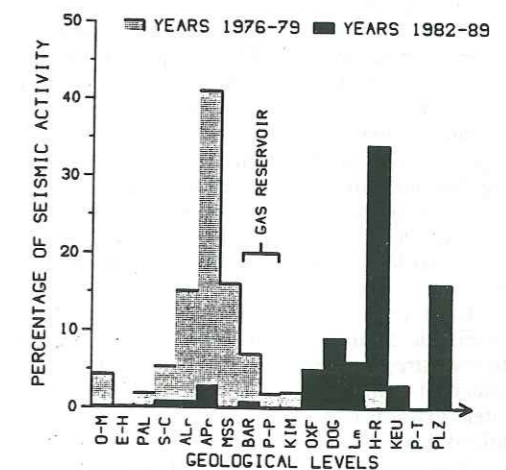


Fig. 6: Histogram represents the percentage of seismic activity in the main geomechanical layers of the local structure above and below the gas reservoir. Full columns show seismic events relocated from 1982 to 1989 and shading columns events relocated between 1976 and 1979 (Grasso and Wittlinger, 1990). The main geomechanical layers are mentioned on Figure 1.

## Spatiotemporal migration

The first earthquake was felt during 1969, ten years after the beginning of gas production in a place where no historic seismicity had been reported for at least several centuries (Grasso and Wittlinger, 1990). From 1974 to 1982 more than 800 tremors were recorded by a local network with magnitudes greater than 1.0. Between 1976 to 1982, 220 relocations of seismic events with magnitudes up to 4.2 were obtained using a three-dimensional inversion technique which solves simultaneously changes in block velocities and hypocenters locations (Grasso and Wittlinger, 1990). During this period most of the seismic ruptures had occurred within the stiff part of the overburden above the gas reservoir (Figure 6) and with a highly diffuse location pattern. Since 1982, our results displays essentially deep events occurring below the depleted zone which define numerous organized clusters on large pre-existing faults. The most striking fact in the Lacq field is the migration of the seismic activity towards deeper levels in the 1976-1989 period (Figure 6). However it is worth noting that the distances from the hypocenters to the reservoir remain smaller than 5 km. Note that the 1982 crisis was located below the reservoir both by our technique and the Grasso and Wittlinger technique, attesting for the lack of bias in migration of the activity. The stress changes around the reservoir induced by pressure drop in the gas reservoir (60 MPa at 3750 m), were modeled from poroelastic stressing (Segall and Grasso, 1991) and agree with the observed migrations of the seismic activity during the last 30 years. From 1976 to 1989 the seismic activity spreads along the external part of the central ring of the field. At first, events are more or less concentrated inside the first ring-shaping of the gas reservoir. Subsequently, the seismic activity is more sprawling, according to the new size of the implied reservoir. The time delay to reach this rupture threshold is twice as large below the reservoir than above it. Another feature of the seismicity of the field area is the clustering of earthquakes on pre-existing faults. This clustering activity could be associated to crack coalescence models which are proposed to explain the temporal b value evolution (Volant et al., 1992, submitted). Such pattern as well as the deep migration on basement fault are key parameter to local seismic risk assessment.

## Discussion

This paper shows the importance of considering a precise 3D model in a complex geological structure in order to compute accurate seismic locations. The exceptional number of subsurface data available in the hydrocarbon field of Lacq allows us to build an a priori velocity model, which cannot be obtained by standard inversion techniques. We obtained by this process a great coherence between hypocenter locations and preexisting discontinuities. This result emphasizes the interrelation between geophysical structures and instability processes in the earth crust. In this study, seismic instabilities are closely related to high velocity sedimentary rocks and preexisting geometrical discontinuities. At smaller scale the importance of fluid on seismic failure is demonstrated. Seismic and aseismic zone correlate with decreasing and increasing effective stress respectively. In the Lacq field, the main consequence of using of a 3D velocity structure is to move hypocenters towards depth and laterally (3 km average change in position) due to the existence of low-velocity zones and geological discontinuities. The spatial and temporal variations of seismicity are driven by the gas reservoir behaviour. The most striking fact in the Lacq field is the migration of the seismicity to depth in the 1976-1989 time

period. Since 1982, deep events defining numerous clusters have occurred below the reservoir and are concentrated on major discontinuities of the dome structure and on pre-existing faults in the basement. The fact that deep earthquakes in Lacq area are at present localized on basement faults proves that fluid induced seismicity is not restricted to sedimentary beds. The preliminary study of Segall and Grasso (1991) shows that the implied stress change is less than 1 MPa. The size of pre-existing faults limiting the size of potential earthquakes, the mobilization of basement means sizes of faults potentially more important and less known than faults around the reservoir linked to local dome build up. For the geological structure neighbouring the reservoir, the initial fault sizes could have limited the rupture sizes according to low stress amplitude induced by the depressurization. The knowledge of fault sizes in basement and the regional stress deviator are necessary to assess a new local seismic risk.

**Acknowledgements:** The authors gratefully thank the Société Nationale Elf-Aquitaine for authorizing this publication. This study benefitted greatly from the seismic monitoring carried out by the IPG Strasbourg. This study was supported by the Société Nationale Elf-Aquitaine under contract 915/9/829.

## References

- Aki, K. and W.-H.-K. Lee, Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes. 1. A homogeneous initial model, *J. Geophys. Res.*, 81, 4381-4399, 1976.
- Feignier, B. and J.-R. Grasso, Seismicity and deformation induced by gas production: I. correlation of focal mechanisms and dome structure, *Pure Appl. Geophys.*, 134, 405-426, 1990.
- Grasso, J.-R., and B. Feignier, Seismicity induced by gas reservoir: II. lithology correlated events induced stresses and deformation, *Pure Appl. Geophys.*, 134, 427-450, 1990.
- Grasso, J.-R., and G. Wittlinger, Ten years of seismic monitoring over a gas field area, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80, 450-473, 1990.
- Grasso, J.-R., Ph. Volant, D. Fourmaintraux and V. Maury, Relation between hydrocarbon extraction, local triggered earthquakes and major regional earthquakes: example of the Pyrenean area, *32nd U. S. Symposium on Rock Mechanics*, Oklahoma, 1991.
- Guyoton, F., Sismicité et structure lithosphérique des Alpes occidentales, *Doctorat thesis*, U. J. F. of Grenoble, 290 pp., 1991.
- J. de Lanlay, Lacq profond: calage de l'historique sur modele, *Report to SNEA(P)*, EP/S/PRO/GIN E.90.020, 1990.
- Roecker, S. W., Velocity structure of the Pamir-Hindu Kush region: possible evidence of subducted crust, *J. Geophys. Res.*, 87, 945-959, 1982.
- Segall, P. and J.-R. Grasso, Poroelastic stressing and induced seismicity near the Lacq gas field, *EOS Trans. AGU*, 72, 44, 331, 1991.
- F. Guyoton, J.-R. Grasso and Ph. Volant, Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Observatoire de Grenoble, B.P. 53X, 38041 Grenoble Cedex, France.

received: November 12, 1991  
revised: February 3, 1992  
accepted: February 4, 1992

## II.3 Relocalisation des événements de la période 1976-1979

Les séismes de la période 1976-1979 avaient déjà été relocalisés par Grasso et Wittlinger (1990) en utilisant une technique tridimensionnelle non itérative expliquant au mieux les temps de propagation observés en jouant simultanément sur la position (x,y,z) des foyers et sur le modèle de vitesse utilisé (Grasso et al., 1983). Les séismes avaient été localisés au-dessus du réservoir et montraient un caractère diffus par rapport aux relocalisations effectuées par le programme REL3D sur la période 1982-1989. Cela avait permis de mettre clairement en évidence la migration des séismes au cours du temps (au-dessus et au-dessous du réservoir entre les deux périodes).

Par souci d'homogénéisation nous avons relocalisé les séismes de la période 1976-1979 avec le programme REL3D de la même manière que les événements de la période 1982-1989. Les résultats sont représentés en carte et en coupe sur les figures II.3 a et II.4 a (à comparer avec les résultats obtenus par Grasso et Wittlinger (1990) présentés sur les figures II.3 b et II.4 b). Nous trouvons cette fois que la sismicité est essentiellement localisée sous le réservoir (comme pour la période 1982-1989) contrairement aux résultats de Grasso et Wittlinger qui avaient trouvé une sismicité localisée en grande majorité au-dessus du réservoir. En considérant maintenant uniquement les séismes relocalisés avec REL3D, il est plus difficile de voir la migration de la sismicité d'une période à l'autre.

Cependant, en effectuant des calculs sur la dimension fractale des séismes (chapitre V), nous avons montré qu'en utilisant uniquement les événements relocalisés par le modèle REL3D (où il n'y a apparemment pas de migration nette) nous pouvons mettre clairement en évidence cette migration annoncée par la théorie poro-élastique (Segall and Grasso, 1991). En effet, le modèle poro-élastique prévoit une migration de la sismicité due à la sollicitation d'anneaux de perméabilité décroissante au fur et à mesure que l'on s'éloigne du centre du réservoir. La sollicitation de ces couronnes de perméabilités différentes crée des perturbations (liées à la contrainte poro-élastique) devant entraîner l'apparition d'instabilités sismiques lorsque le seuil critique de rupture est dépassé.

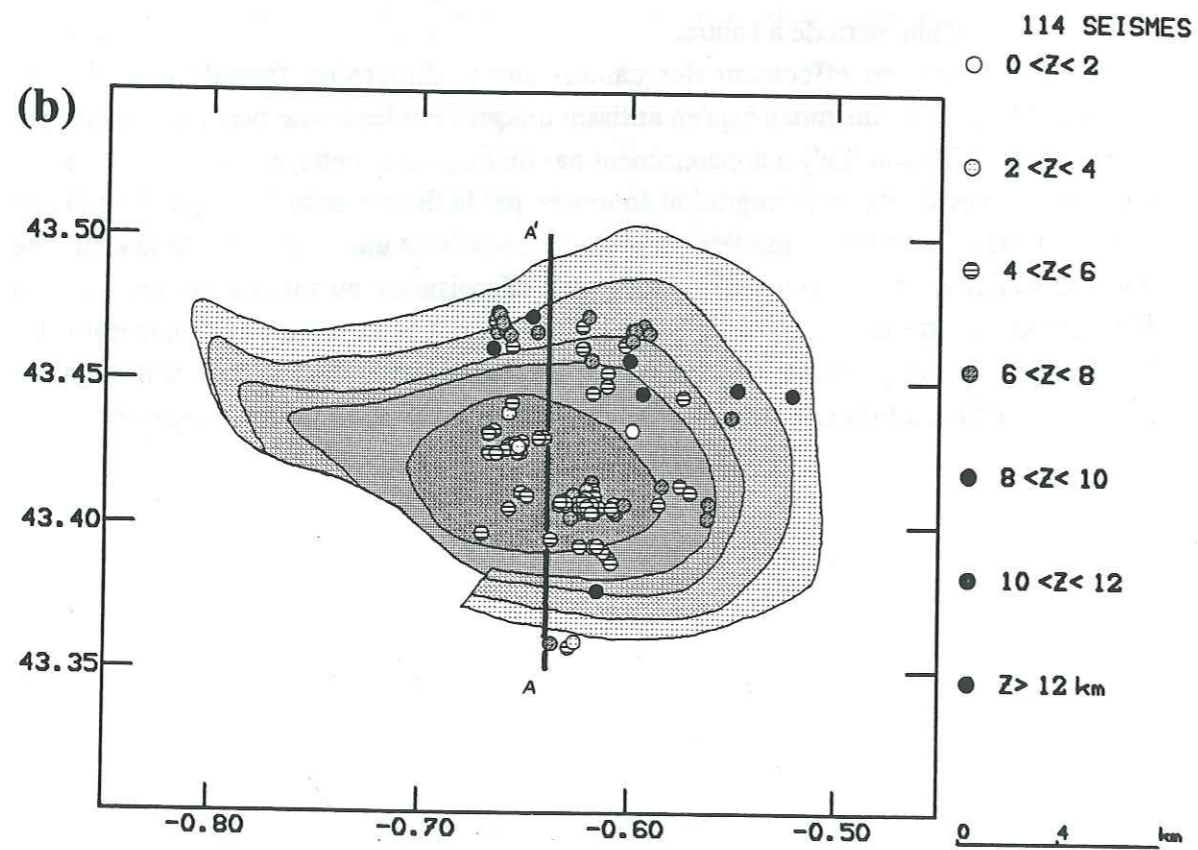
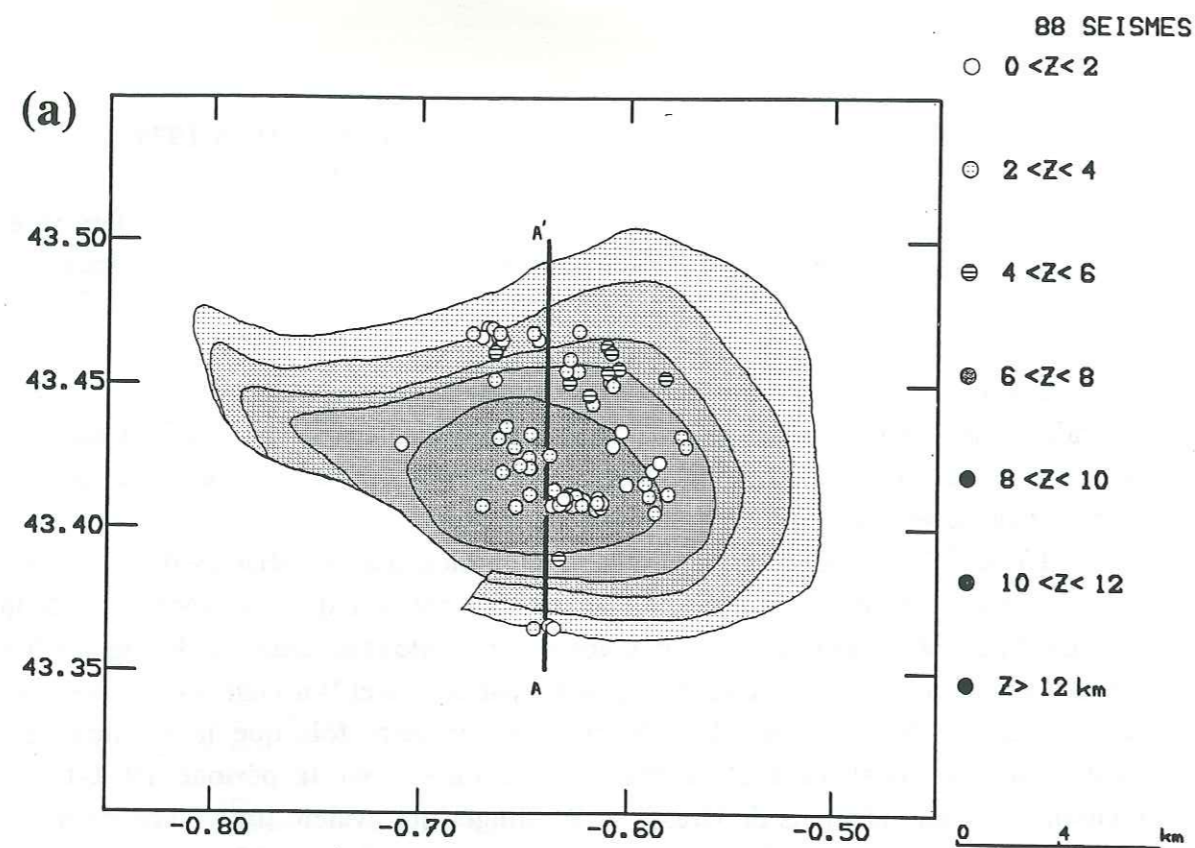


Figure II.3 : Période 1976-1979, représentation épacentrale des séismes relocalisés par :  
 a) la technique d'inversion de Grasso et Wittlinger (1990),  
 b) le modèle tridimensionnel.  
 Les symboles grisés donnent la profondeur des séismes.

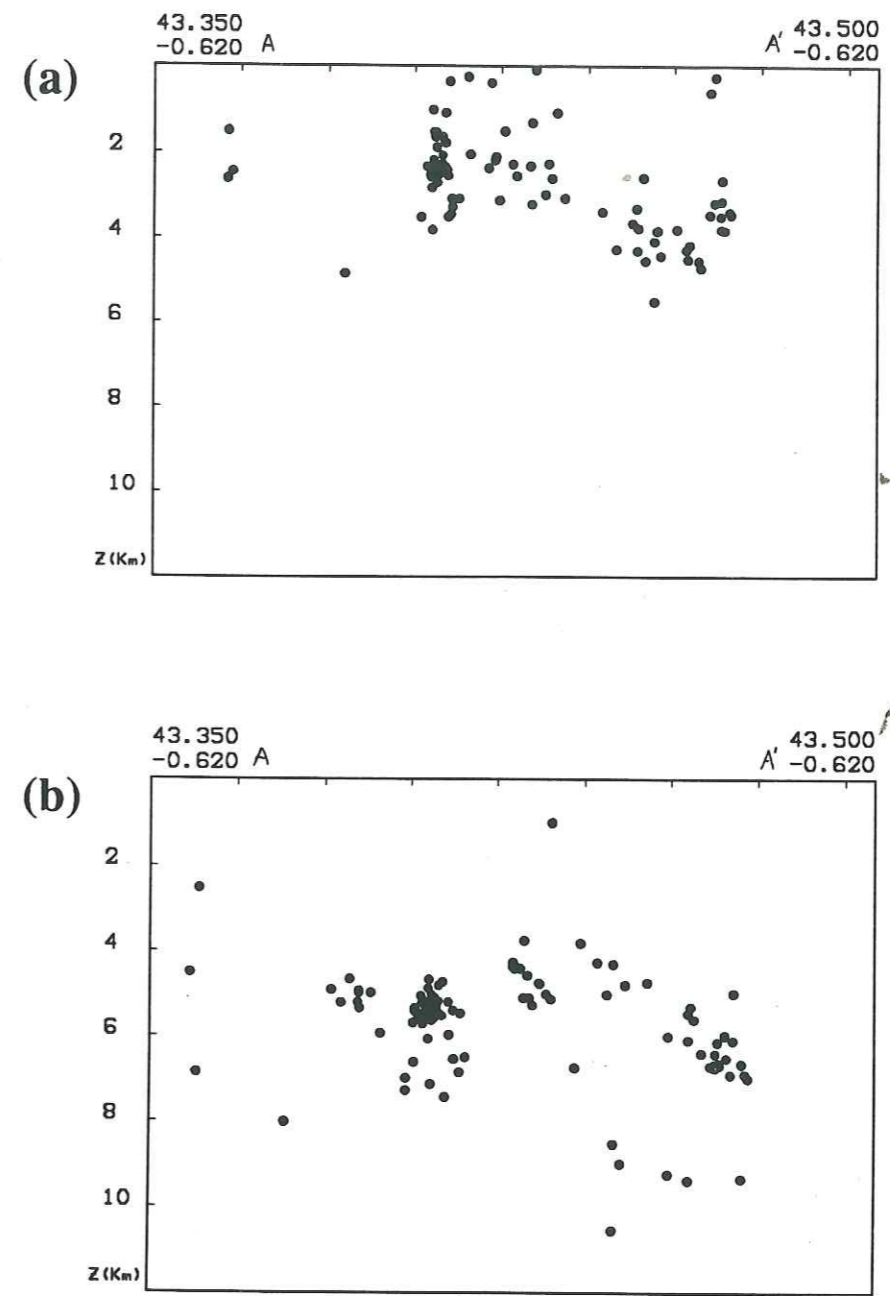


Figure II.4 : Période 1976-1979, représentation en coupe Nord-Sud (cf. figure II.2 pour les directions des coupes) de tous les séismes relocalisés par :  
 a) la technique d'inversion de Grasso et Wittlinger (1990),  
 b) le modèle tridimensionnel.



CHAPITRE III

ETUDE DES DEFORMATIONS  
ET DES CONTRAINTES

### III ETUDE DES DEFORMATIONS ET DES CONTRAINTES

#### III.1 Mécanismes au foyer

##### III.1.1 Rappels sur la méthode

On utilise pour la description du mécanisme au foyer, associé au séisme enregistré, un modèle de rupture fragile par cisaillement (modèle du rebond élastique développé par Reid (1910)). Pour un séisme, la lecture des sens de premiers mouvements (ondes P) associés à chaque station permet de construire le mécanisme au foyer. Il s'agit de mouvements très petits liés au passage de l'onde, réversibles, donc supposés correspondre à un comportement élastique. Lorsque le début de l'enregistrement est vers le haut, le mouvement est considéré comme étant une compression du sol (déplacement foyer-station), et lorsqu'il est vers le bas, comme une dilatation du sol (déplacement station-foyer). Les différents mouvements observés en différents points du sol, caractérisés par la distance foyer-station, l'azimut du rai ainsi que son angle d'incidence, sont reportés sur une sphère centrée sur le foyer du séisme (hypocentre). Cette sphère est appelée la sphère focale. L'hémisphère inférieur est ensuite projeté sur le plan équatorial horizontal de la sphère (projection équi-surface de Schmidt). La projection des premiers mouvements permet de définir quatre quadrants correspondant à deux zones de compression et deux zones de dilatation. Les symboles utilisés pour les sens de premiers mouvements représentés sur la sphère focale sont : + ou • pour les compressions et - ou 0 pour les dilatations. Le diagramme de radiation associé aux ondes P implique qu'il est impossible d'avoir des sens de premier mouvement nets sur les plans nodaux du modèle car il n'y a pas d'énergie émise dans ces directions. Les projections des plans nodaux (plan de faille et plan auxiliaire) séparent ces différents secteurs. Cette construction est basée sur le modèle théorique du double-couple (Burridge and Knopoff, 1964). Ce modèle permet de déterminer les directions moyennes des axes de tension (axes T) et de pression (axes P), situés à 45° de chacun des plans (ces axes de tension et de pression correspondent en mécanique à des axes d'étirement et de contraction). La théorie ne permet cependant pas de différencier des deux plans nodaux lequel est le plan de faille et lequel est le plan auxiliaire. Dans certains cas bien précis où nous avons soit la distribution des répliques associées au séisme dont on étudie le mécanisme, soit la trace de la faille en surface, il est alors possible de discriminer le plan de faille.

Les différents mécanismes obtenus sont divisés en trois classes principales suivant les directions moyennes des axes de déformation P et T :

- axe P vertical, axe T horizontal: mécanisme en faille normale,
- axe P horizontal, axe T vertical: mécanisme en faille inverse,
- axe P horizontal, axe T horizontal: mécanisme en coulissage.

Les mécanismes ne correspondant pas exactement à ces trois classes sont des combinaisons de la première ou de la deuxième catégorie avec la troisième. Ces axes de déformation ont les mêmes directions que les axes de contraintes uniquement dans le cas d'un milieu élastique homogène et isotrope.

#### Méthode des mécanismes au foyer composites :

Cette méthode suppose que tous les événements se propagent radialement de la même manière (hypothèse de milieu homogène). Elle consiste à sélectionner les séismes (généralement proches les uns des autres, dans des nids par exemple) présentant des analogies concernant la distribution des compressions/dilatations, puis ensuite à reporter les points sur une même sphère focale. Cela permet d'une part de mieux contraindre les plans nodaux (lorsque l'on a un faible nombre de polarités) et d'autre part de pouvoir définir des familles de séismes ayant le même mécanisme de rupture.

#### III.1.2 Etudes précédentes

Les premiers mécanismes au foyer concernant la sismicité induite de Lacq ont été effectués par Wittlinger (1980). Il a utilisé pour construire ses mécanismes la méthode des composites. Cette méthode est intéressante lorsque l'on a peu de premiers mouvements pour chaque séisme. En effet, de 1974 à 1976, le réseau n'était constitué que de quatre stations. Trois stations sont venues le compléter à partir de 1976, et une dernière en 1980, ce qui a porté le nombre à huit. Il était donc possible, avant 1980, d'avoir au maximum sept sens de premier mouvement sur la sphère focale, à condition d'avoir des enregistrements bien nets. La méthode des composites implique une certaine unité du mécanisme de rupture pour l'ensemble des séismes étudiés, or pour Lacq cette unité semble faire défaut, sauf dans le cas où les foyers sont pratiquement confondus mais dans ce cas les composites apportent peu de renseignements (Wittlinger, 1980). Wittlinger a effectué deux mécanismes composites à partir des séismes les plus forts et présentant une certaine homogénéité. Il a obtenu un mécanisme en faille inverse et un mécanisme en faille normale; les azimuts des plans de faille sont, pour ces deux mécanismes, orientés Est-Ouest, parallèlement au chevauchement frontal nord-pyrénéen.

Feignier et Grasso (1990) ont, quant à eux, appliqué la méthode des composites sur 120 séismes sur la période 1976-1979. Cette étude leur a permis d'isoler quinze types de mécanismes concernant 116 séismes. Six des composites (49 séismes) correspondent à des glissements couche sur couche en faille inverse sur le flanc Nord du dôme. L'Ouest du gisement est plutôt caractérisé par un rejeu en faille normale tandis qu'un rejeu en faille inverse est observé à l'Est. L'Essaim Sud montre deux classes de mécanismes en faille inverse relayés par une faille en décrochement. Ces résultats sont représentés sur la figure III.1. Ces différentes failles ont permis de délimiter une zone asismique située au centre de la zone, juste au niveau du sommet de l'anticlinal. L'affaissement de cette partie est en accord avec la déformation du réservoir due à sa compaction, sous l'effet de l'extraction de fluides.

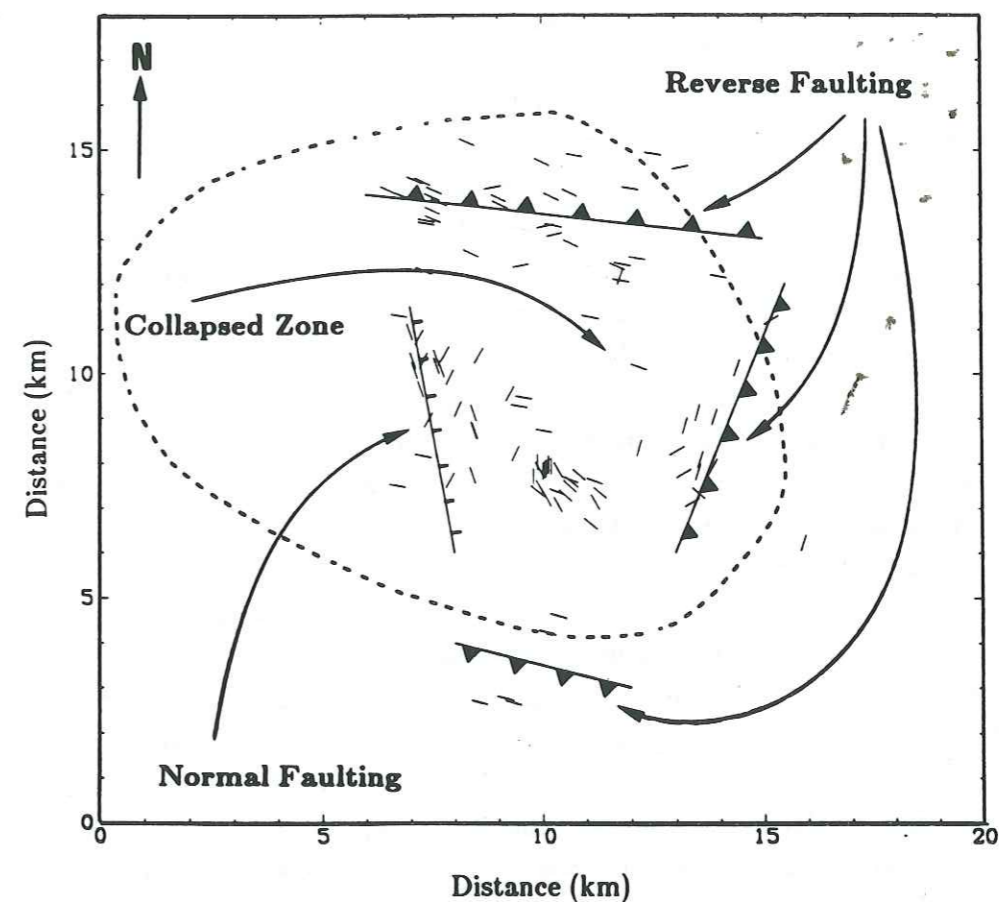


Figure III.1 : Carte schématique des déformations (d'après Feignier and Grasso, 1990). Les azimuts des plans de failles élémentaires associées aux différentes solutions focales sont représentés en traits fins. Les failles principales moyennes et leurs mécanismes associés sont en traits épais, définissant la zone centrale d'effondrement. Le trait en pointillé définit la limite du gisement.

Les résultats obtenus par Feignier et Grasso (1990), sur la période 1976-1979, montre une très grande diversité des mécanismes de ruptures si l'on regarde les mécanismes individuellement. L'étude en composite a cependant permis de définir 4 familles de failles et de pouvoir expliquer l'effondrement d'un bloc asismique (figure III.1).

### III.1.3 Etude des mécanismes au foyer de Lacq

Les sens des premiers mouvements de la période 1982-1986 ont été déterminés au LGIT à Grenoble. Ceux de la période 1987-1989 ont été déterminés à l'IPG de Strasbourg. Seuls les premières arrivées sûres (*impétus*) ont été prises en compte, nous n'avons pas considéré les arrivées peu énergétiques (*erattios*). En effet, il existe toujours un facteur d'incertitude non négligeable concernant les *erattios* pour savoir si c'est une compression ou une dilatation. Les *erattios* sont théoriquement situés à proximité des plans nodaux (énergie émise par les ondes P nulle) sur le mécanisme au foyer. Ce critère de sélection sévère nous fait perdre des informations pour contraindre les plans nodaux, mais d'un autre côté, il nous permet de travailler uniquement avec des données sûres ce qui permet d'avoir une plus grande confiance dans les mécanismes obtenus car, dans ce cas, il n'y a pas de polarités douteuses.

Les mécanismes au foyer ont été déterminés à l'aide du programme FPFIT (Reasenbergh and Oppenheimer, 1985). Ce programme calcule les solutions focales pour chaque séisme en donnant les solutions multiples lorsqu'il y en a. Il permet ainsi d'avoir une détermination des mécanismes rapide, objective et homogène. Outre les différentes solutions focales possibles, le programme donne les paramètres relatifs aux incertitudes sur l'azimut (*strike*), le plongement (*dip*) et l'orientation du glissement sur la faille (*rake*). Le coefficient STDR indique si l'on a une bonne répartition des stations sur la sphère focale. En effet, si des stations sont situées sur les plans nodaux (là où théoriquement il n'y a pas d'énergie émise), ce coefficient prend une valeur inférieure à 0.5, ce qui indique qu'il est nécessaire de bien examiner le mécanisme et éventuellement de ne pas le prendre en compte.

FPFIT fonctionne avec un minimum de 6 sens de premier mouvement, ce qui fait que nos mécanismes seront déterminés avec un nombre de stations compris entre 6 et 8. Ce nombre est peu élevé, mais la configuration du réseau est telle qu'elle nous permet d'avoir des polarités proches du centre de la sphère focale (foyers situés à l'aplomb des stations). Les angles d'émergence des rais ont été déterminés à partir d'un modèle de vitesse tridimensionnel (Guyoton *et al.*, 1992). L'influence du modèle, donc de la localisation, est très importante concernant les angles d'émergence. Un modèle à couches planes (unidimensionnel) crée des ondes réfractées, essentiellement pour la station LDB qui est un peu plus éloignée que les autres vers le Sud du gisement. Lorsqu'une onde réfractée est enregistrée par une station, la position de cette station (azimut, plongement) change sur la sphère focale et peut donner un mécanisme de type différent. L'influence du modèle de vitesse 3D par rapport au modèle unidimensionnel consiste, nous l'avons vu, à un approfondissement de la sismicité en général. Cette migration en profondeur se

traduit sur les sphères focales des mécanismes au foyer par un rapprochement des stations vers le centre (les foyers se trouvent à ce moment à l'aplomb des stations).

#### III.1.3.1 Mécanismes au foyer sur la période 1982-1989

Un premier calcul, sans tri, nous a permis de déterminer 161 mécanismes au foyer. Une sélection a ensuite été effectuée, ce qui a permis d'éliminer certains mécanismes d'après les critères suivants :

- plans mal contraints (possibilité de changer l'orientation des plans de façon automatique et ainsi d'obtenir des solutions focales différentes),
- stations situées trop près des plans nodaux, là où l'on devrait pas enregistrer d'énergie (STDR < 0.5),
- impossibilité de choisir entre des solutions multiples trop différentes.

Après ces tris, il nous est resté un ensemble de 117 mécanismes au foyer exploitables, présentés dans l'annexe 1. Il a toujours été possible de trouver des solutions avec le modèle de double couple, ce qui laisse supposer que les ruptures se font en cisaillement (mode II).

La figure III.2 représente la distribution spatiale des mécanismes au foyer sur toute la période étudiée. La grande diversité des solutions focales est la première chose que l'on remarque. Il n'est en effet pas possible de voir une tendance générale concernant les mécanismes de rupture, toutes les familles de mécanismes sont présentes, parfois au même endroit. Devant cette complexité, nous avons choisi de diviser la zone d'étude en trois secteurs (figure III.2, zones A, B et C), afin de regarder plus en détail les mécanismes.

##### a) Zone A :

Cette zone sismique (figure III.3), située au sommet du gisement constitue "l'Essaim Sud" décrit par Grasso et Wittlinger (1990). Elle a toujours présenté des signes d'activité régulière au cours du temps et c'est cette zone qui a libéré le plus d'énergie sismique depuis 1974 sur le gisement (figure III.4). Cette zone ne représente pas de faille bien définie, il s'agirait plutôt d'un point dur de sismicité. Feignier et Grasso (1990) avaient, rappelons-le, trouvé deux mécanismes composites en faille inverse relayés par une faille en coulissage pour cette zone, sur la période 1976-1979. Sur les 36 mécanismes au foyer de la période 1982-1989, nous en avons 64 % (23 séismes) qui montrent un jeu purement en faille normale, 17 % (6 séismes) un jeu en faille inverse, le reste étant composé de mécanismes à failles verticale/horizontale. Parmi les mécanismes en faille normale 19 sont identiques (annexe 1, n° 3, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 20, 26, 28, 29, 30, 43, 46, 50, 67, 71 et 84) ce qui a permis de les regrouper en un composite dont les foyers sont situés dans un volume approximatif de  $2*2*2$  km<sup>3</sup>. Nous avons associé les représentations épacentrales et hypocentrales associées aux séismes formant le composite (figures III.5 a, b et c). Il est à noter que ces séismes ne sont pas dus à une crise sismique



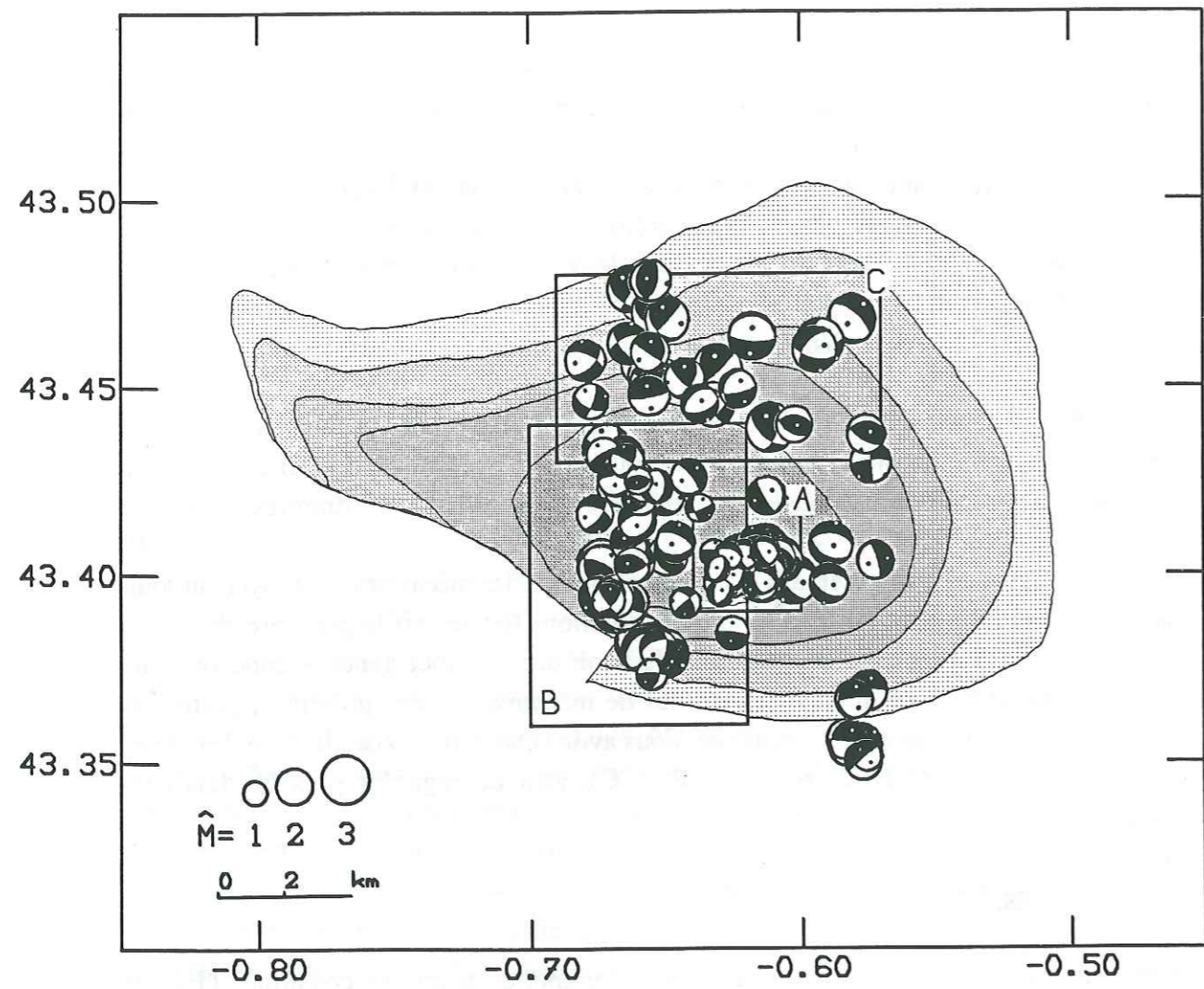


Figure III.2 : Projection des 117 mécanismes au foyer sélectionnés de la période 1982-1989 sur le gisement. Les trois zones A, B et C sont représentées par leurs contours.

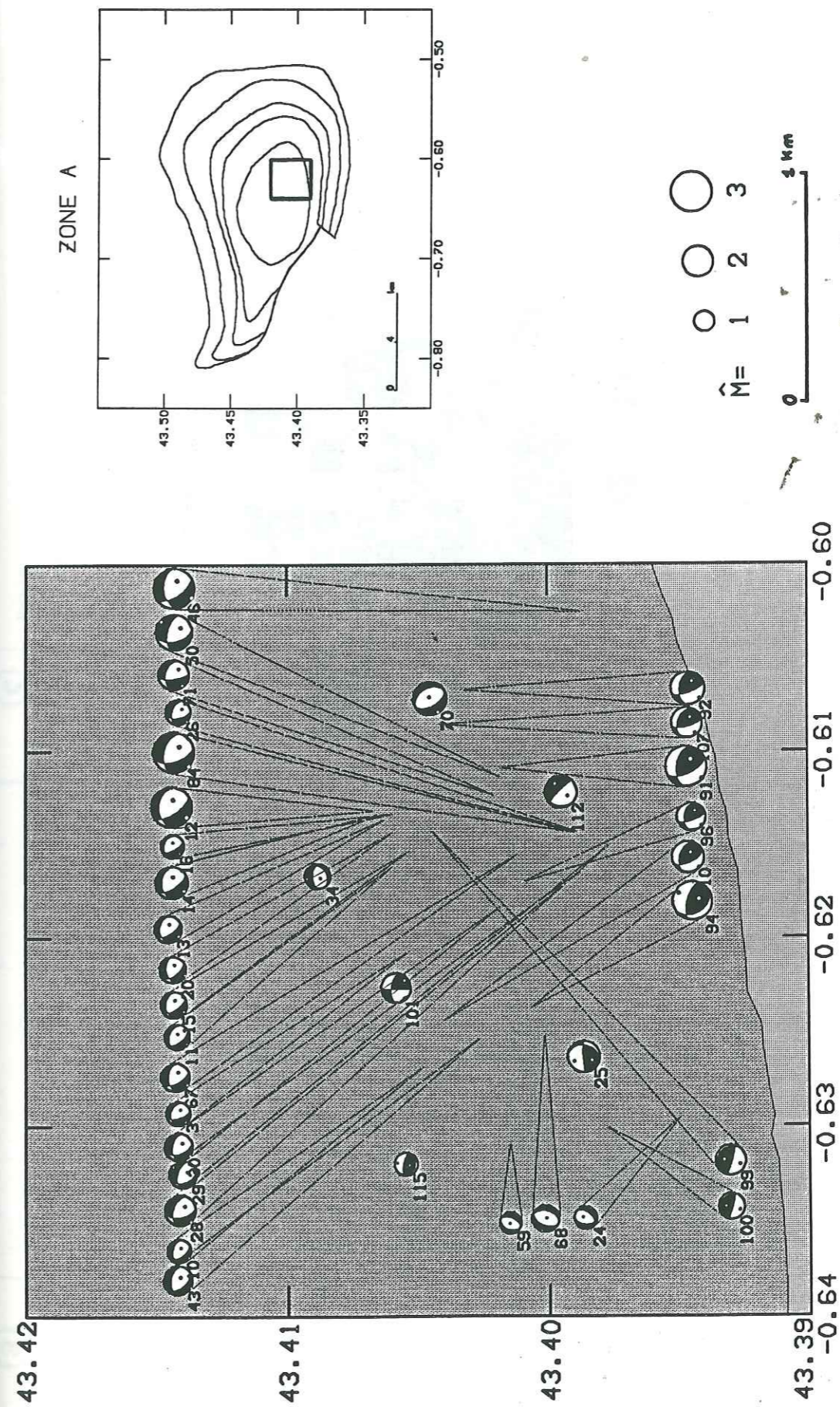


Figure III.3 : Mécanismes au foyer de la zone A (1982-1989). Les numéros des mécanismes indiquent l'ordre chronologique d'apparition des événements. La situation géographique de la zone A par rapport au gisement est représentée sur le cadre droit.

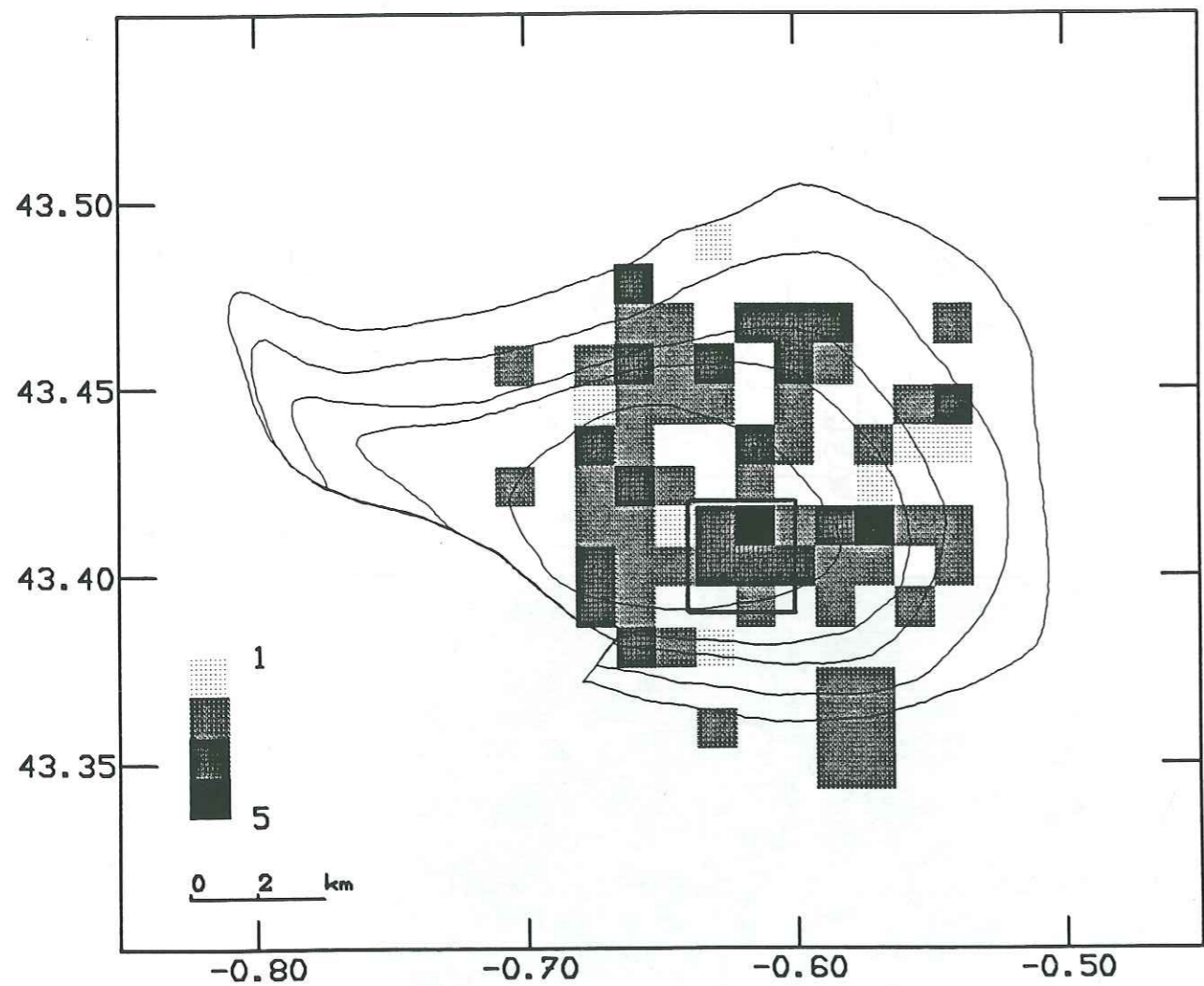
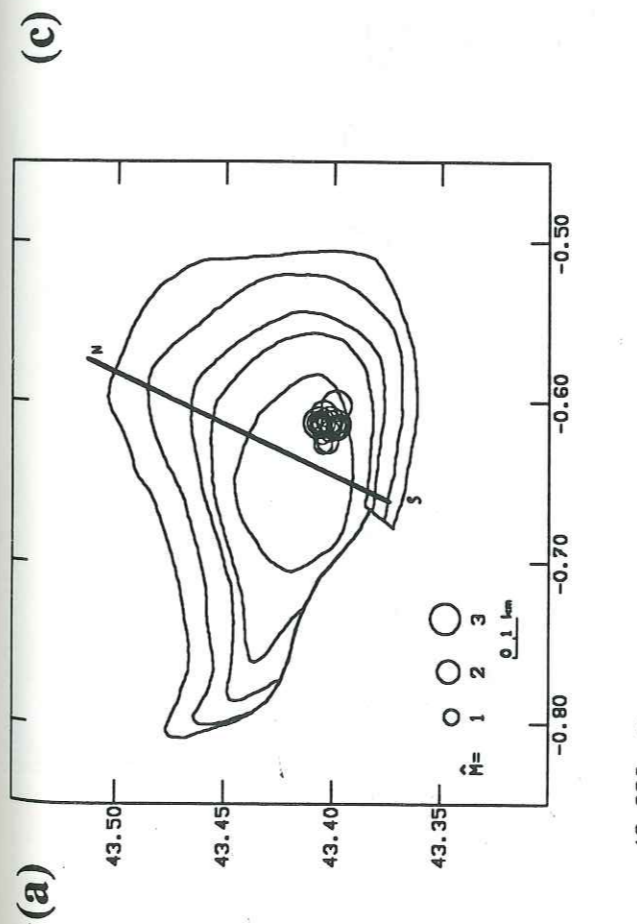
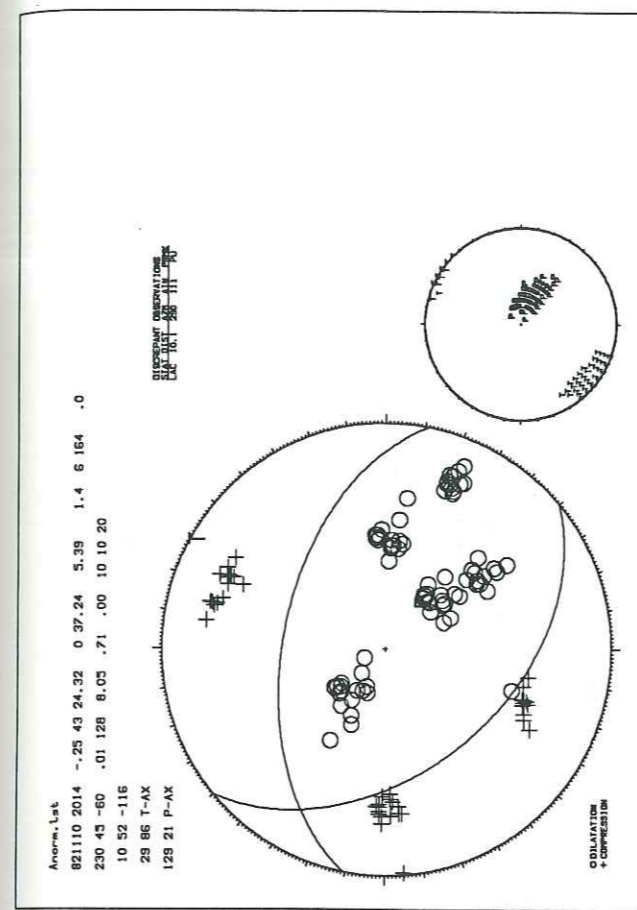
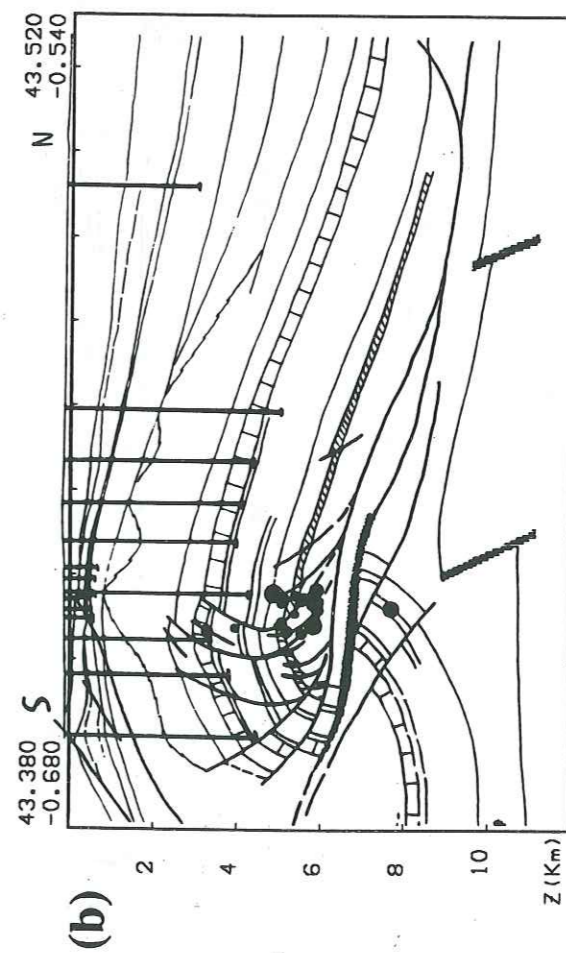


Figure III.4 : Pseudo-magnitude ( $1 < M_1 < 5$ ) estimée pour Lacq entre 1976 et 1989. Le contour de la zone A (la plus énergétique) est tracé en traits épais sur la carte.



(a)

(c)



(b)

Figure III.5 : Nid d'évènements similaires (zone A, 1982-1986) :  
a) Représentation épiscoptrale des évènements,  
b) Coupe (azimut tracé sur la carte ci-dessus),  
c) Mécanisme composite (faulle normale) correspondant aux évènements sélectionnés.

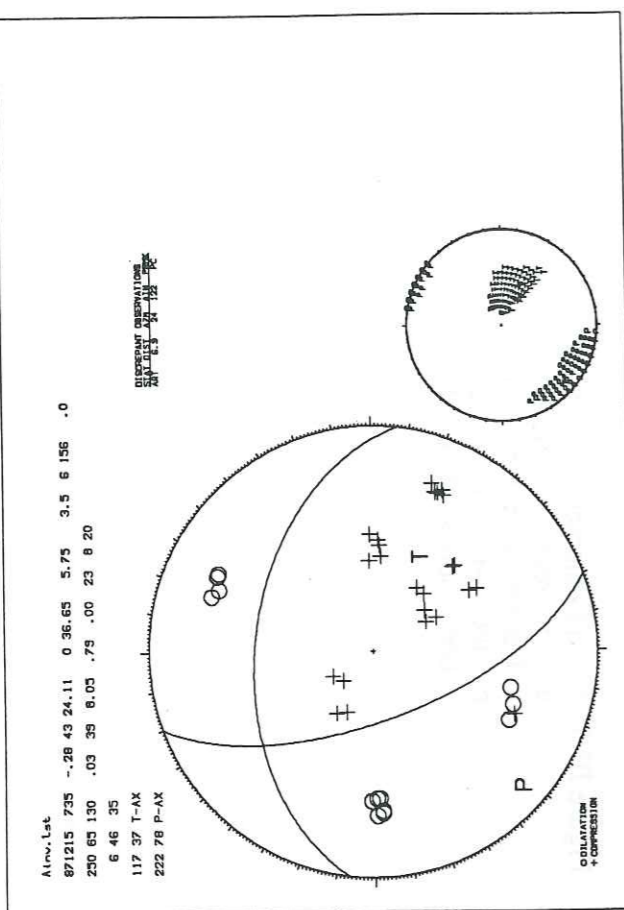
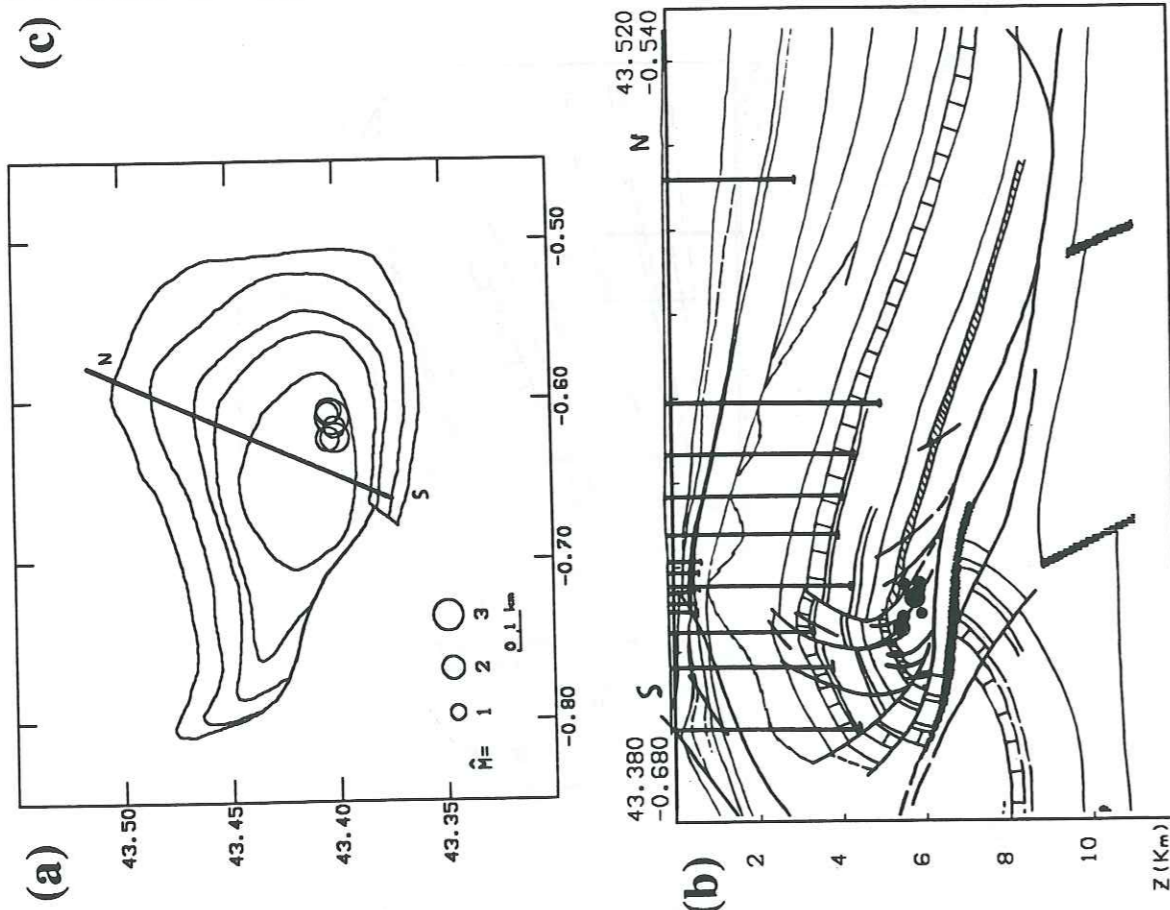


Figure III.6 : Nid d'événements similaires (zone A, 1987-1989) :  
 a) Représentation épicentrale des événements,  
 b) Coupe (azimut tracé sur la carte ci-dessus),  
 c) Mécanisme composite (faille inverse) correspondant aux événements sélectionnés.



momentanée, ils sont apparus régulièrement au cours du temps. Nous avons procédé de même avec les mécanismes en faille inverse (n° 91, 92, 94, 96, 107 et 110; figures III.6 a, b et c, annexe 1).

Ces deux classes de sismicité se trouvent entre 5 et 6 km de profondeur (figures III.5 b et III.6 b), c'est à dire juste sous le réservoir. Les deux types de mécanismes opposés (normaux et inverses) ne se sont pas produits en même temps, il y a une séparation temporelle nette, située en 1987, entre les deux types (failles normales puis failles inverses). Le dernier mécanisme en faille normale (n°84) a eu lieu le 1/4/87, et le premier mécanisme en faille inverse (n°91) a eu lieu le 15/12/87. On pourrait penser qu'il y a eu une inversion dans le câblage des stations, mais il n'y a pas eu à cette époque d'opérations effectuées sur le réseau. De plus, le programme servant à visualiser et à dépouiller les enregistrements (IPG Strasbourg, 1987) n'a pas non plus été modifié. Afin d'avoir une confirmation supplémentaire, nous avons regardé les sens de premier mouvement de séismes appartenant à un même nid (Nord-Ouest : zone C) durant la période 1984-1989, donc à cheval sur la période de transition observée dans la zone A. Ces séismes n'ont pas été sélectionnés dans le catalogue de l'annexe 1 car ils sont très mal contraints, mais dans le cas présent, c'est uniquement la distribution des compressions et des dilatations qui nous intéresse et non les plans. Or, nous voyons bien, pour les séismes du 26/09/85 et du 17/02/88 (figure III.7) qu'il n'y a pas eu de modifications, les mêmes sens de premier mouvement ont été enregistrés pour chaque station; il n'y a donc pas eu d'inversion. Le changement dans les mécanismes de rupture n'est donc pas dû à un artefact lié aux moyens de détection et/ou aux méthodes de dépouillement.

Ce brusque changement de comportement, dans la zone A est très intéressant quant à l'évolution temporelle des déformations et/ou de la cinématique à cet endroit, voire sur l'ensemble du gisement. Nous reviendrons plus en détail sur ce phénomène lors de la synthèse à l'échelle du gisement.

#### b) Zone B :

Cette zone, même observée plus en détail, reste relativement complexe (figure III.8). L'ensemble des épicentres est organisé selon une orientation Nord-Sud (figure III.2) ce qui pourrait laisser supposer l'existence d'une faille bien nette séparant la zone asismique Ouest du champ de Lacq de la zone sismique Est. Le non-alignement des azimuts de l'ensemble des plans nodaux ne permet cependant pas de prouver l'existence d'une telle faille. Nous avons une grande disparité de mécanismes. Nous remarquons cependant la présence d'un essaim en faille normale, très énergétique -pour le cas de Lacq- (n°51  $M_1=3.2$ , n°52  $M_1=2.7$ , n°53  $M_1=3.2$ , n°54  $M_1=3.3$ , n°55  $M_1=3.2$ , n°56  $M_1=2.1$  et n°57  $M_1=2.9$ ). Cet essaim a eu lieu sur une période d'une semaine. Il est tout proche du Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP) considéré comme inactif. Les coupes de sismicité montrent que cet essaim n'est pas situé sur le chevauchement et que le pendage de l'ensemble du groupe de ces séismes est à peu près vertical (figure III.9 b), donc bien différent de celui du chevauchement qui est de l'ordre de  $40^\circ$  (Flament, 1984). Ces séismes sont situés sur une ligne entre 2 et 4 km de profondeur (figure III.9 b).

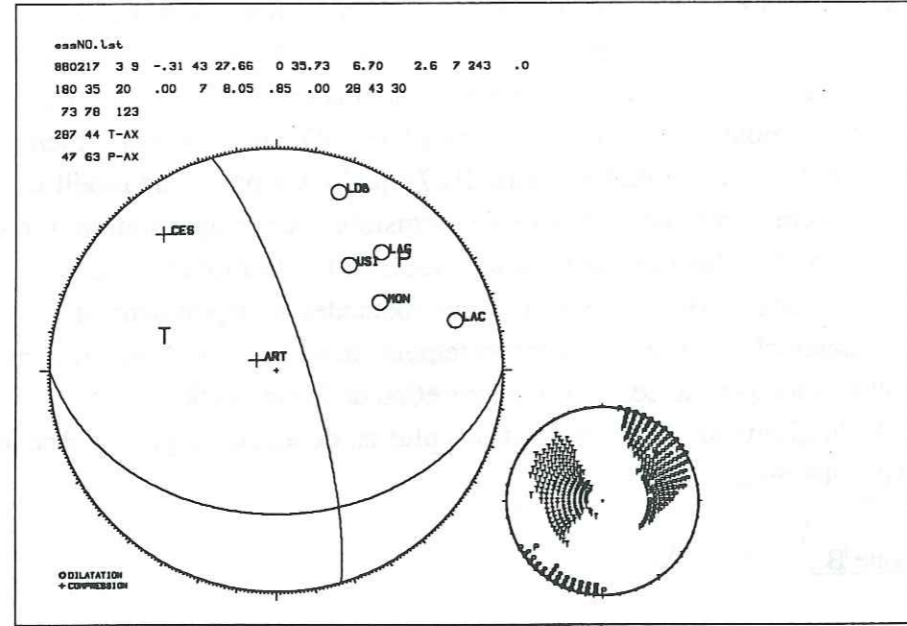


Figure III.7 : Mécanismes au foyer appartenant à un même nid de sismicité (Nord-Ouest du gisement). Le premier séisme a eu lieu avant fin 1986 (26/09/85) et le second après fin 1986 (17/02/88). La distribution des polarités est identique indiquant par là que le montage des stations n'a pas été inversé au cours du temps.

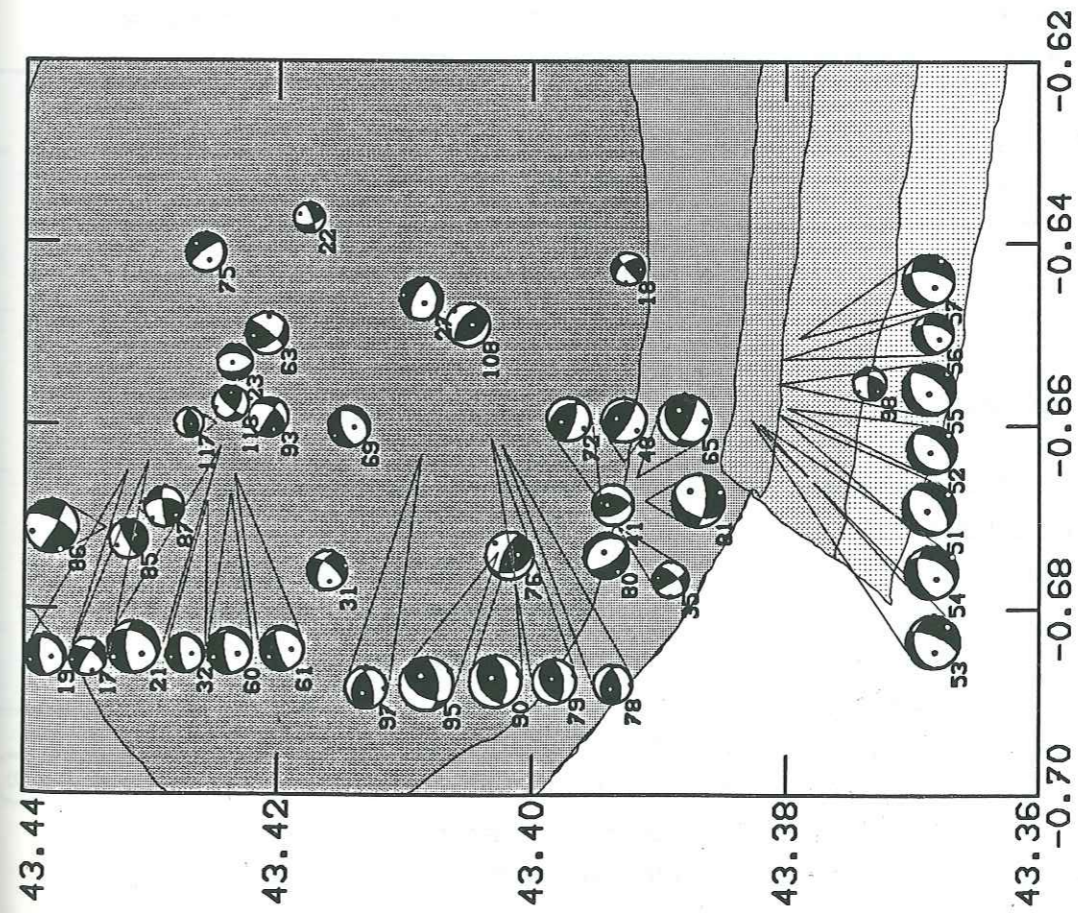
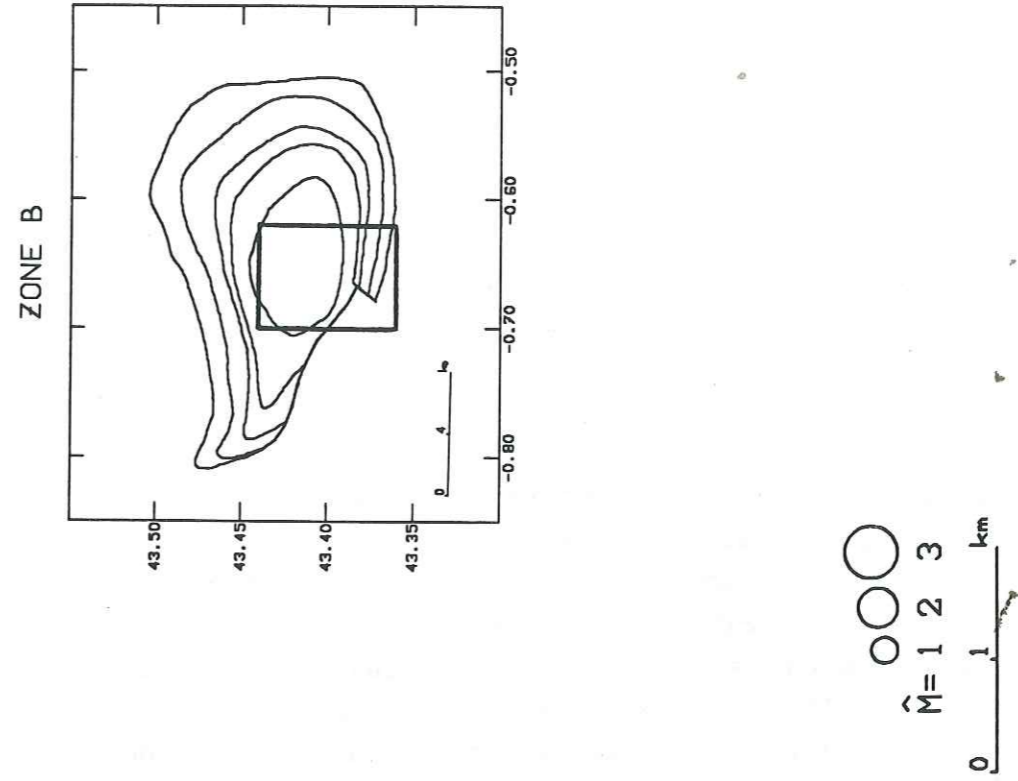


Figure III.8 : Mécanismes au foyer de la zone B (1982-1989). Les numéros des mécanismes indiquent l'ordre chronologique d'apparition des événements. La situation géographique de la zone B par rapport au gisement est représentée sur le cadre droit.



Leurs mécanismes au foyer ne sont pas tous d'une excellente qualité, mais un regroupement en un mécanisme composite assure une bonne homogénéité (figure III.9 c).

La discontinuité temporelle observée sur la zone A est légèrement moins marquée ici. Sur les 27 mécanismes de la période 1982-1986, il y en a 67 % (18 séismes) en faille normale, 19 % (5 séismes) en faille inverse, le reste étant des séismes avec des composantes de décrochement importantes. Sur les 15 mécanismes de la période 1987-1989, nous en avons 53 % (8 séismes) en faille inverse et 13 % (2 séismes) en faille normale. Le changement est quand même notable, avec des proportions plus importantes de failles normales sur la première période et de failles inverses sur la seconde période.

### c) Zone C :

Cette zone (figure III.10) est caractérisée par une sismicité plus profonde en moyenne que dans les deux autres secteurs. La première crise de "profonds" ( $z > 8.0$  km) a eu lieu en décembre 1982 (séismes n° 4, 5, 6, 7, 8, 9). Ces séismes montrent un jeu en faille inverse et sont particulièrement bien alignés ( $\approx N310^\circ$ ). Les séismes n° 4, 5, 6, 7 et 8 ne sont pas très bien contraints, mais ils appartiennent au même type de rupture que le séisme n° 8 (figure III.11 a, b et c) qui est bien contraint du fait de la présence des stations ayant enregistré des dilatations (CES et LAC). C'est la raison pour laquelle nous en avons tenu compte. Le changement du type de rejeu observé sur les zones A et B ne se remarque pas ici. Cette absence est peut-être due au fait que ces séismes sont plus profonds et ne semblent donc pas obéir aux mêmes tendances que les séismes plus superficiels. Cette différence de comportement pourrait provenir d'un découplage entre la sismicité superficielle ( $z < 8$  km) et la sismicité profonde ( $z > 8$  km).

Outre les trois zones précédemment décrites, nous avons la présence d'un essaim particulièrement profond ( $z > 10$  km) situé au Sud-Est du gisement (séismes n° 82, 83, 102, 103, 104, 105, 109 et 111; figure III.12). En comparant le mécanisme n°109 avec les autres, cela laisse supposer que le plan de rupture est vertical et orienté approximativement Est-Ouest.

### d) Etude en coupe

Nous avons projeté les mécanismes au foyer ainsi que la sismicité sur une coupe orientée sensiblement Sud-Ouest Nord-Est ( $43.58^\circ N - 0.68^\circ W, 43.52^\circ N - 0.54^\circ W$ ). C'est la seule coupe synthétique (Flament, 1984) suffisamment profonde sur Lacq ( $z=10$  km) dont nous disposons ce qui limite quelque peu notre interprétation en fonction des structures géologiques. La largeur totale de la bande à l'intérieur de laquelle nous projetons la sismicité est de 4 km.

Nous avons séparé les deux périodes de temps (figure III.13 a : 1982-1986 et figure III.13 b : 1987-1989) afin de ne pas surcharger la figure. Les mécanismes au foyer sont construits dans le plan vertical, c'est-à-dire que le repère normal/inverse est à prendre dans ce cas par rapport au plan vertical et non plus par rapport au plan horizontal (surface

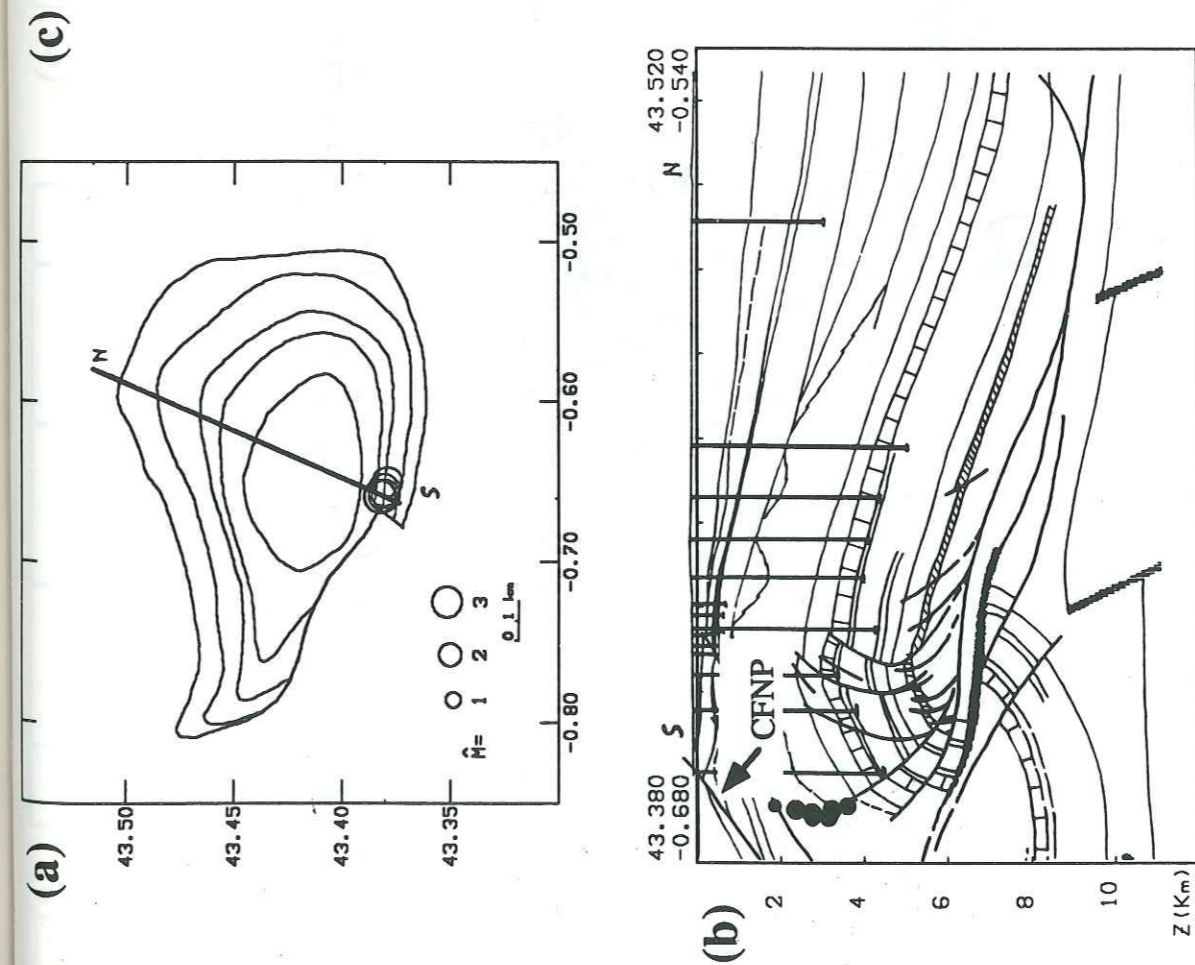


Figure III.9 : Essaim d'événements similaires (zone B, 1982-1986) :  
a) Représentation épiscoptrale des événements,  
b) Coupe (azimut tracé sur la carte ci-dessus),  
c) Mécanisme composite (faille normale) correspondant aux événements sélectionnés.

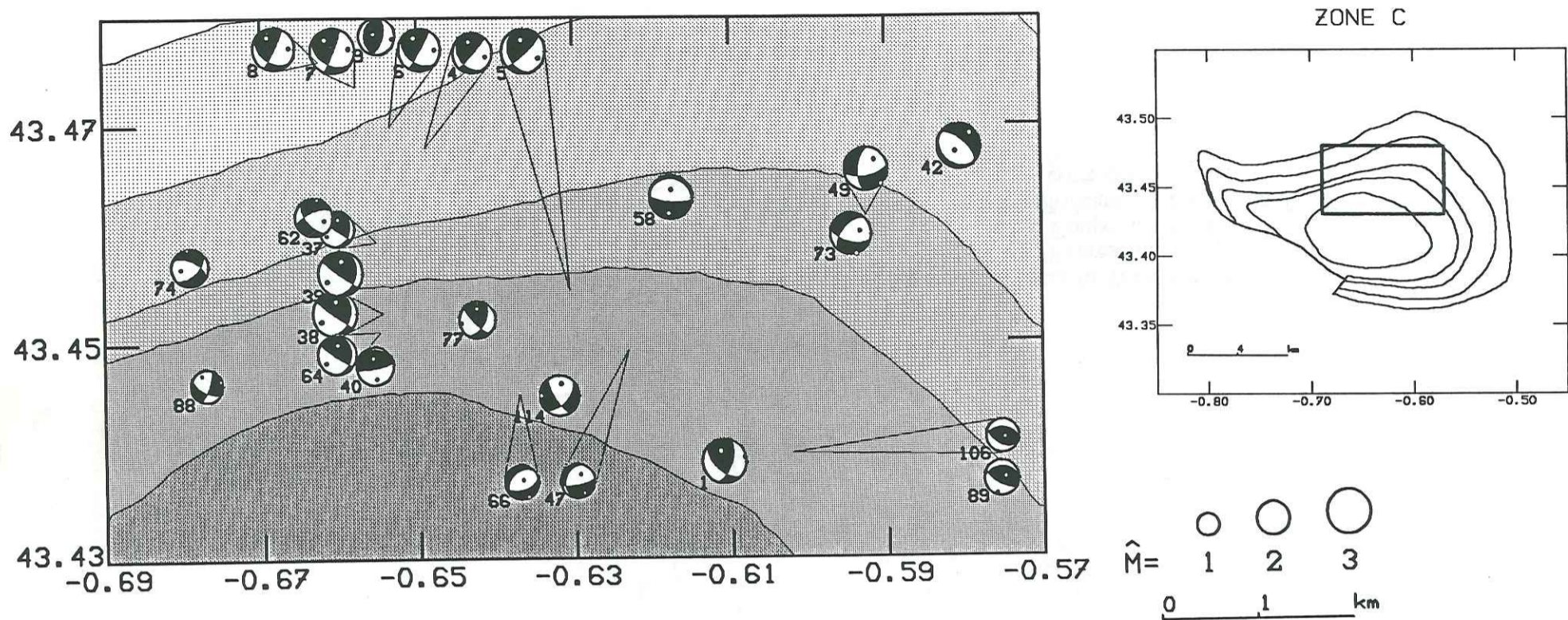


Figure III.10 : Mécanismes au foyer de la zone C (1982-1989). Les numéros des mécanismes indiquent l'ordre chronologique d'apparition des événements. La situation géographique de la zone C par rapport au gisement est représentée sur le cadre droit.

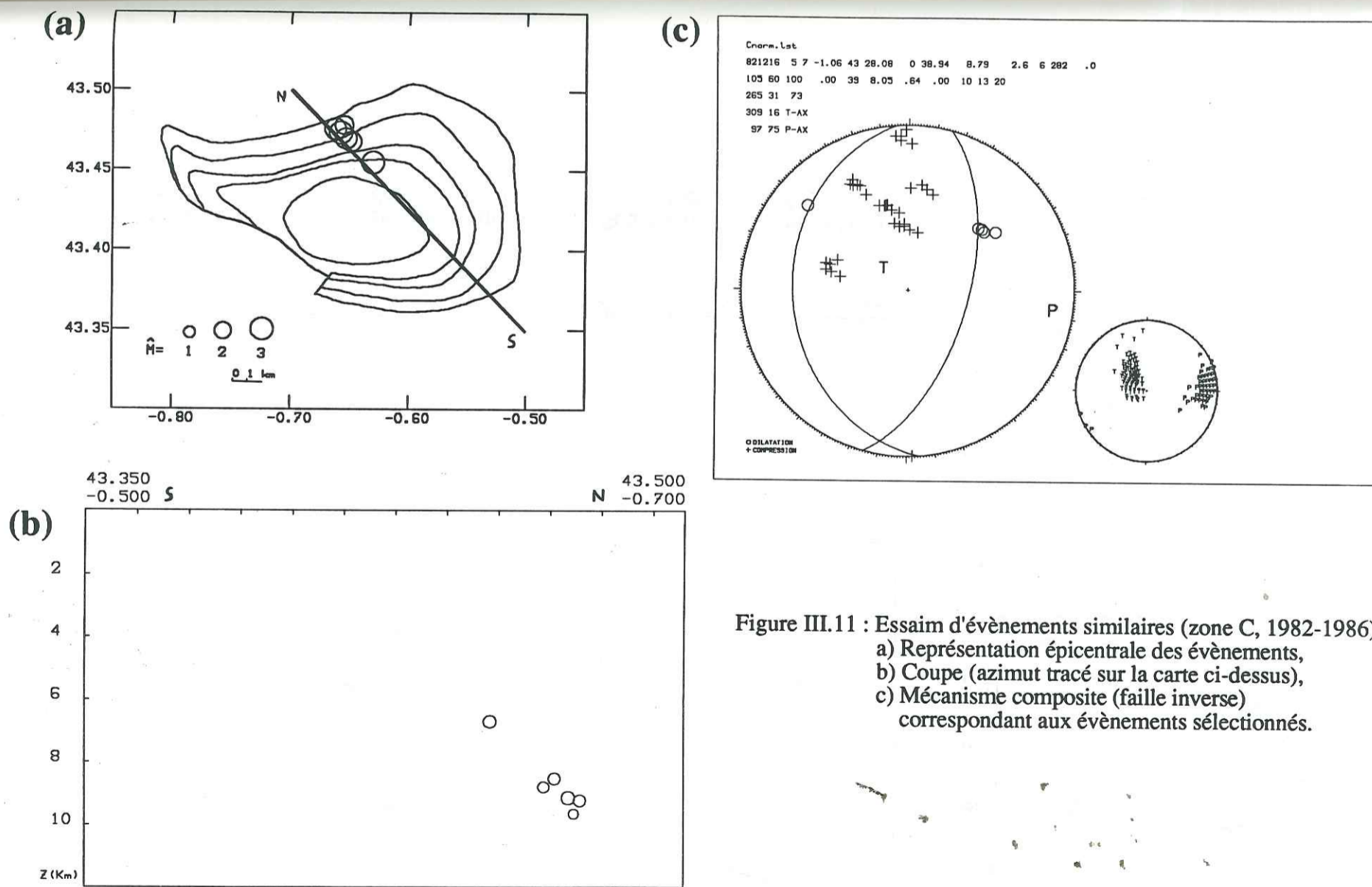


Figure III.11 : Essaim d'événements similaires (zone C, 1982-1986) :  
 a) Représentation épacentrale des événements,  
 b) Coupe (azimut tracé sur la carte ci-dessus),  
 c) Mécanisme composite (faille inverse) correspondant aux événements sélectionnés.

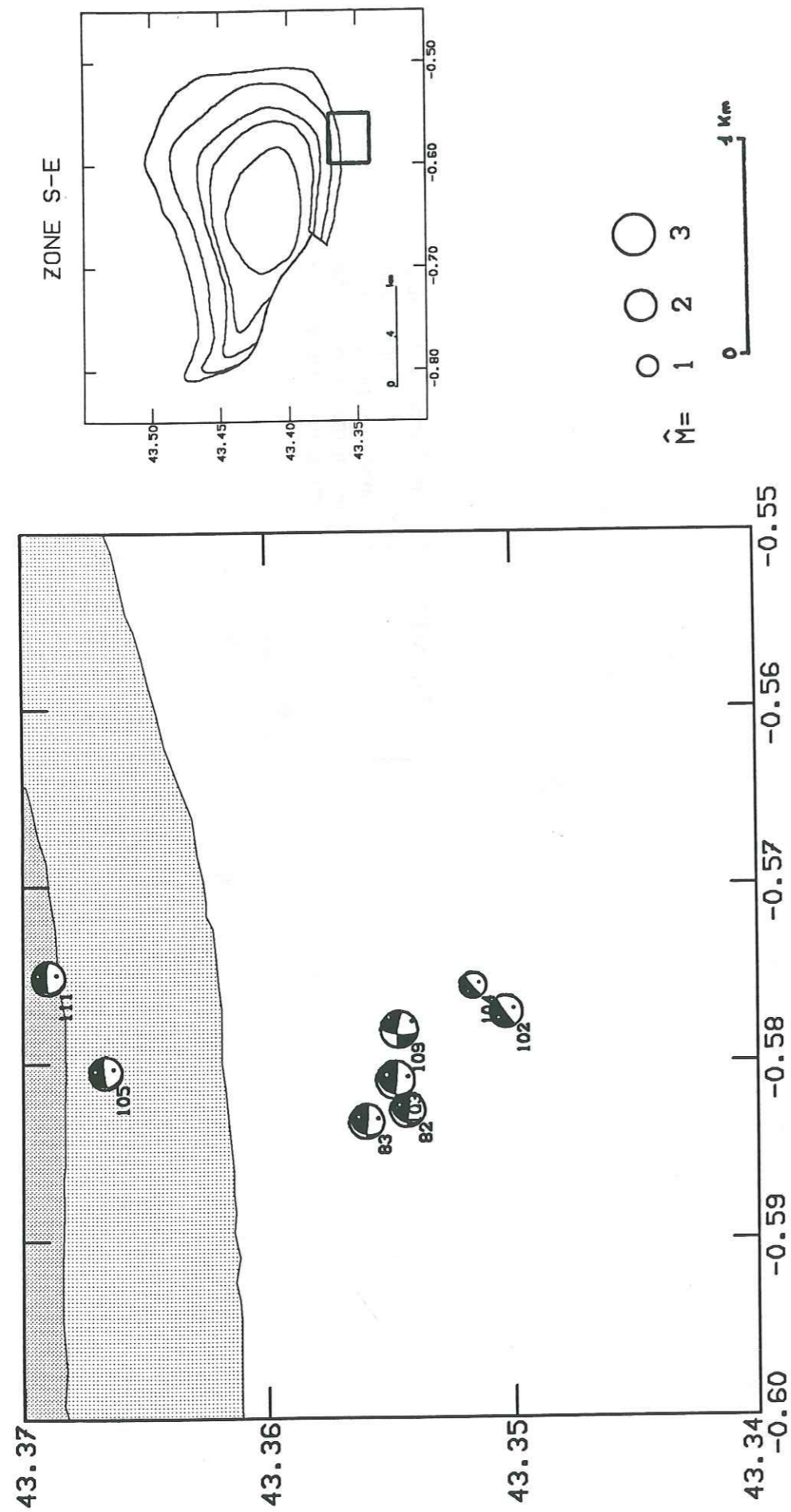


Figure III.12 : Mécanismes au foyer d'événements similaires au Sud-Est du gisement (1987-1989). Les numéros des mécanismes indiquent l'ordre chronologique d'apparition des événements. La situation géographique de la zone par rapport au gisement est représentée sur le cadre droit.

terrestre) comme dans les descriptions précédentes. On considère dans ce cas la projection sur la demi-sphère verticale qui est à l'arrière du plan de coupe. La localisation des séismes est en bon accord avec la structure géologique et on peut remarquer que quelques séismes sont localisés dans le socle. L'ensemble des mécanismes au foyer s'accorde bien avec les failles ainsi que les limites de couches. La position des mécanismes au foyer montre que nous avons divers types de comportements : des réactivations de discontinuités (failles, glissements couches sur couches) avec une possibilité de fracturation inter-bancs.

La séparation entre les deux périodes de temps illustre bien les deux types de comportements opposés que nous avons observé sur la zone A :

- la figure III.13a montre que nous avons une grande majorité de mécanismes en faille inverse (coupe verticale) indiquant une compression verticale au centre du gisement et une compression à peu près horizontale vers le Nord du gisement. Quelques mécanismes en décrochement montrent quant à eux plutôt des ruptures couches sur couches.

- la figure III.13b montre quant à elle essentiellement des mécanismes en failles normales dans le plan vertical de coupe (la contrainte principale maximale est horizontale au centre du gisement) et quelques mécanismes en décrochements. Le contraste est bien marqué par rapport à la figure précédente, il n'y a plus de mécanismes en compression verticale situés sous le sommet de l'anticlinal.

### III.1.3.2 Mécanismes au foyer sur la période 1976-1979

Nous avons appliqué les mêmes critères que sur la période 1982-1989 pour déterminer les mécanismes au foyer. Ces critères sont particulièrement drastiques sur cette période car la station USI n'était pas encore installée, ce qui fait que dans le meilleur des cas nous n'avons que 7 stations pour construire les mécanismes. Comme de plus, nous avons gardé que les sens de premiers mouvements sûrs, nous n'avons obtenu que 16 mécanismes au foyer (figure III.14 et annexe 2).

Le nid de sismicité de la zone A était déjà actif à cette époque ("Essaim Sud"). Sur les 8 mécanismes déterminés, 7 sont en faille normale (n°6, 7, 8, 9, 10, 11, 12) et 1 en décrochement (n°16). Les mécanismes de la zone A, pendant la période 1982-1986, sont en accord avec ceux-ci, ils sont à peu près identiques et montrent qu'il n'y a pas eu de changement dans le mécanisme de rupture entre 1976 et 1986 dans cette zone : c'est essentiellement un mécanisme en faille normale. Ces résultats sont cependant en désaccord avec les mécanismes composites obtenus par Feignier et Grasso (1990) dans cette zone. Ces auteurs avaient, rappelons-le, trouvé des mécanismes de rupture en faille inverse pendant la période 1976-1979. Rappelons que lors de leur étude, les séismes avaient été relocalisés par une méthode tridimensionnelle non itérative (Grasso and Wittlinger, 1990). Ces séismes étaient relocalisés plus superficiellement qu'avec notre modèle tridimensionnel (Guyoton *et al.*, 1992). Or le fait de changer la profondeur d'un séisme influe sur la position des stations sur la sphère focale, ce qui peut complètement changer le mécanisme. Nos mécanismes sont par contre identiques au composite détermi-

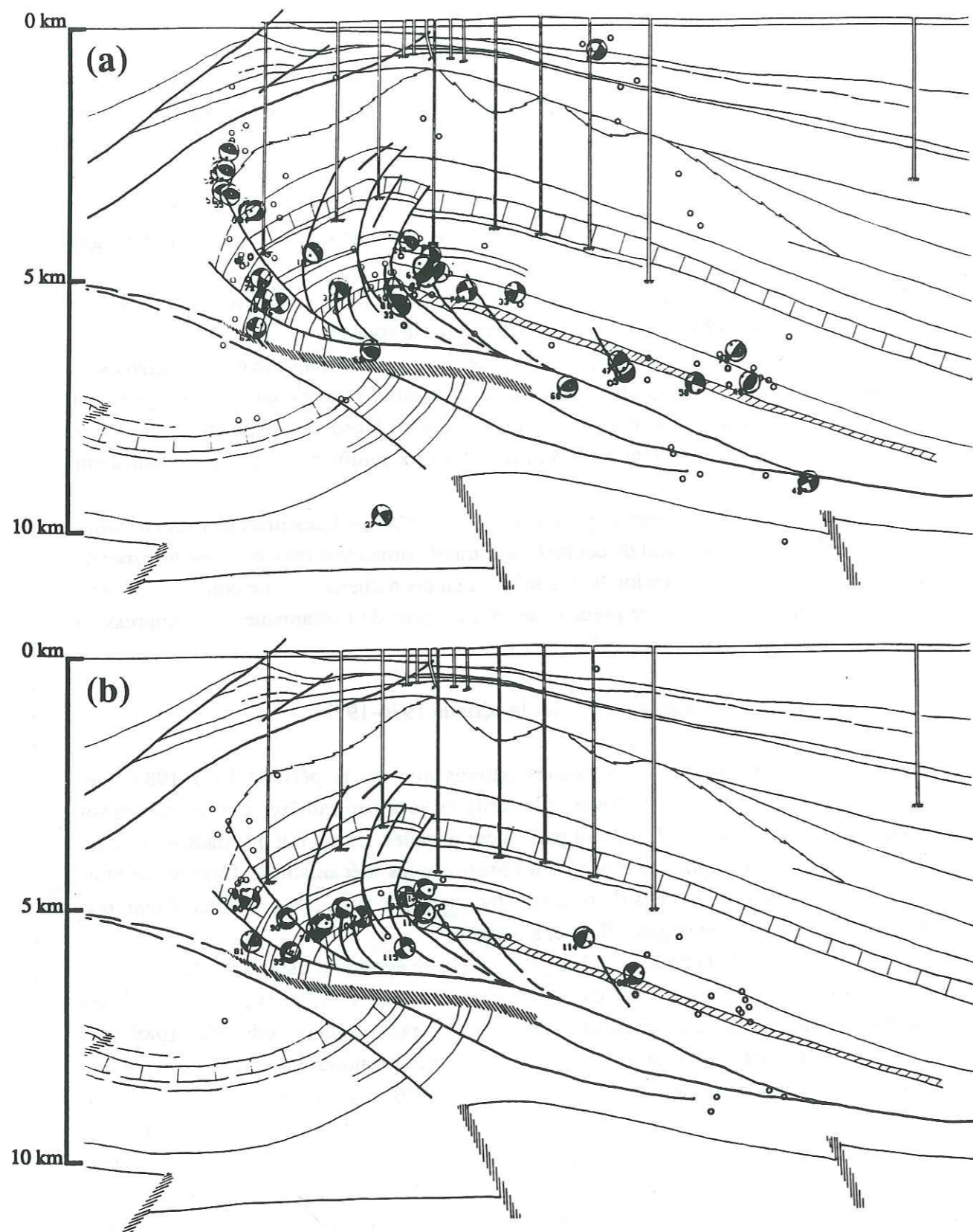


Figure III.13 : Représentation sur une coupe géologique synthétique (direction de la coupe reportée sur la figure III.5 a) des mécanismes aux foyers, les cercles blancs représentent les séismes pour lesquels les mécanismes aux foyers n'ont pu être déterminés (projection dans le plan vertical) :  
 a) période 1982-1986,  
 b) période 1987-1989.

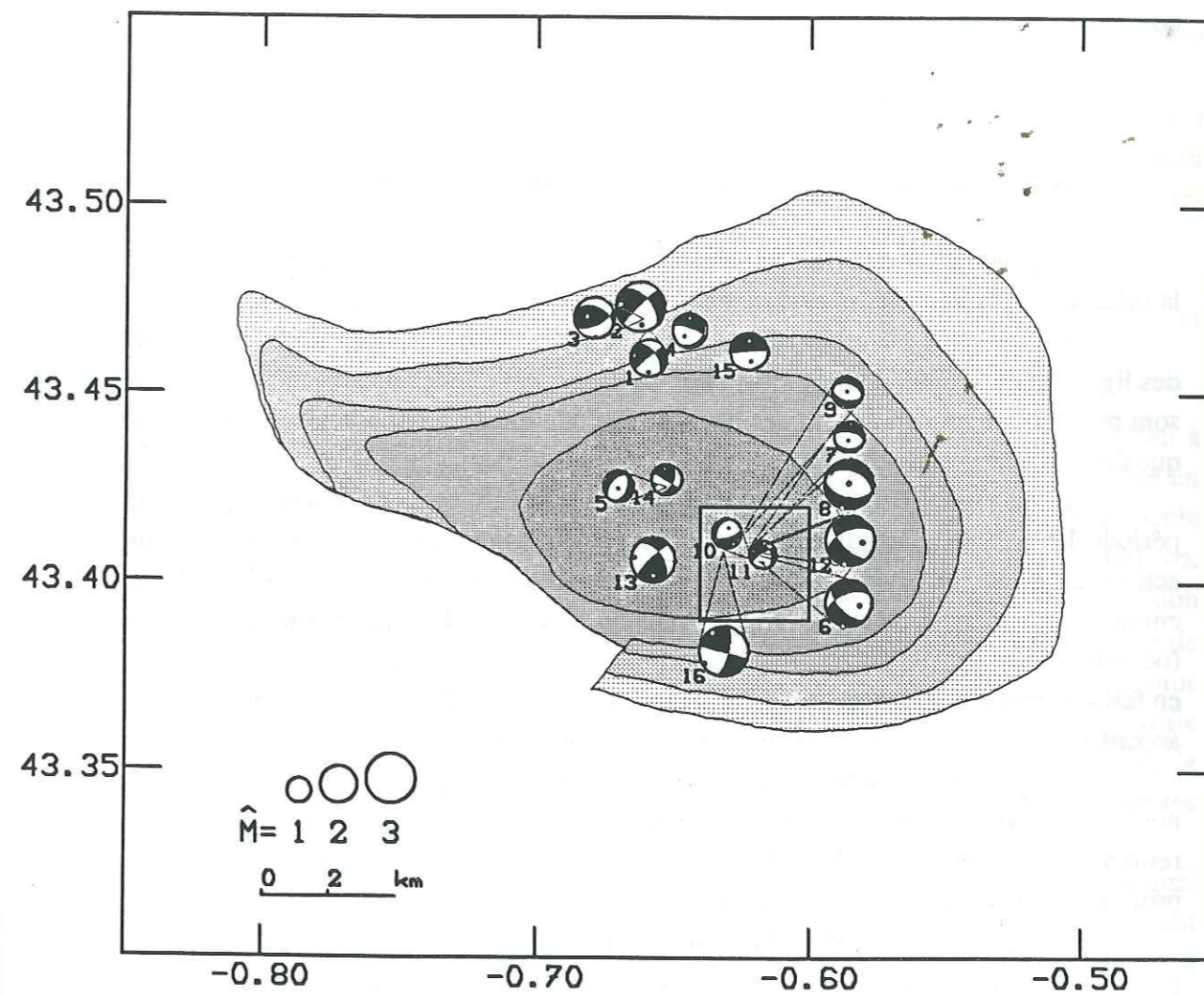


Figure III.14 : Mécanismes au foyer de la période 1976-1979. Le contour de la zone A est représenté.



né par Wittlinger (1980). Ce mécanisme composite avait été élaboré avec, entre autres, le plus fort séisme enregistré par le réseau de Lacq ( $M_1 = 4.2$ ).

Les mécanismes situés au Nord du gisement sont, quant à eux en accord avec les composites déterminés par Feignier et Grasso (1990) et correspondraient à du glissement couche sur couche.

### III.1.4 Conclusion

Plusieurs résultats ressortent de l'observation des mécanismes au foyer :

- La présence de nids de sismicité ayant exactement le même type de mécanisme : la méthode des composites permet de mettre en évidence ces similarités.

- L'absence de plans de failles définis par les mécanismes, nous avons uniquement des lignes et des points durs de sismicité. Cela montre que les magnitudes des séismes sont trop faibles pour mobiliser des plans de faille à grande échelle, elles ne font rejouer que des petits morceaux (rejeux de lignes de séismes tendant à remplir un plan).

- Une continuité temporelle dans le mécanisme de rupture de la zone A pendant la période 1976-1986. Depuis l'installation du réseau, cette zone a toujours présenté une activité sismique importante. Il est intéressant de remarquer que Gallart *et al.* (1985) ont enregistré quelques séismes de Lacq à partir de 20 stations localisées dans les Pyrénées (octobre-décembre 1982). Ils ont pu déterminer un mécanisme au foyer montrant un jeu en faille normale dont les azimuts des plans étaient orientés E-W. Ce résultat est bien en accord avec les mécanismes obtenus au cours de notre étude pendant cette période.

- Une inversion nette dans les types des mécanismes de rupture (passage de faille normale à faille inverse avec conservation des azimuts des plans nodaux), surtout remarqué pour les zones A et B. Elle n'apparaît pas dans la zone C du fait de la profondeur plus importante des séismes.

- Un découplage entre les séismes superficiels et les séismes profonds. La présence de ce découplage montre des mécanismes de réajustement différents suivant la profondeur. Or, d'après les coupes de sismicité nous avons vu que la position des séismes suit les contours du dôme et donc que nous avons une extension latérale de la position des foyers suivant la profondeur. Plus les séismes sont profonds, plus ils s'éloignent du centre du gisement (essentiellement vers le Nord). Le découplage semblerait indiquer que les contraintes sont différentes pour une profondeur supérieure à 8 km ou alors réorientées du fait de la présence de discontinuités structurales (empilement de bancs fortement prononcé au Nord du gisement).

- Une projection des mécanismes au foyer sur une coupe synthétique de la structure de Lacq montre bien les deux tendances observées (passage d'un régime en étirement horizontal à un régime en contraction horizontale) suivant la période de temps étudiée.

- Il n'est cependant pas possible de définir un mécanisme de comportement global à l'échelle du gisement uniquement à partir des mécanismes au foyer observés étant donné leur grande diversité.

## III.2 Dièdres droits

### III.2.1 Rappels sur la méthode

Nous avons vu précédemment lors de la détermination d'un mécanisme au foyer que nous avons toujours deux plans orthogonaux (plans nodaux). La méthode des dièdres droits, développée par Angelier et Mechler (1977), suppose que l'on associe à chaque jeu de faille quatre dièdres droits. Pour les étudier, on les projette dans le plan équatorial des plans nodaux. Deux des dièdres droits opposés seront en dilatation et les deux autres seront en compression.

Deux hypothèses sont faites pour l'utilisation des dièdres droits (Angelier et Mechler, 1977):

1) On suppose au départ que les discontinuités observées dans un matériau à plans de défauts préexistants, et rapportées à un même épisode tectonique, ont joué en fonction d'un état de contrainte moyen, uniforme à l'échelle du bloc considéré. Cela permet de définir la direction des axes principaux de l'ellipsoïde des contraintes ( $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ , avec  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ). Cependant, étant donné que l'état de contrainte varie en fonction des hétérogénéités, des discontinuités du matériau et lors du glissement sur les plans de faille, cette supposition est inexacte au départ. Mais la cohérence des résultats obtenus (Angelier, 1983) aussi bien à l'échelle de l'affleurement qu'à l'échelle régionale justifie cette simplification *a posteriori*. Cela s'explique du fait que la perturbation locale de la distribution des contraintes est compensée par un effet d'ensemble, surtout lorsque les populations de failles sont variées et nombreuses.

2) "La direction initiale du mouvement coïncide avec celle du cisaillement maximal sur le plan de rupture" (Bott, 1959). Cette hypothèse détermine la direction du glissement que subira une faille donnée soumise à un certain état de contrainte. Cela équivaut à considérer que pour chaque mécanisme au foyer la contrainte principale maximale  $\sigma_1$  soit contenue dans le dièdre en compression et que la contrainte principale minimale  $\sigma_3$  soit contenue dans le dièdre en dilatation. Il suffit donc de faire varier les valeurs relatives des contraintes principales pour faire glisser une faille dans une direction quelconque (Bott, 1959).

Principe :

On suppose donc que les axes  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$  se trouvent respectivement dans les quadrants de dilatation et de compression. La superposition des mécanismes au foyer (figure III.15) donnera (par intersection des plans nodaux) les zones où l'on aura de fortes probabilités d'obtenir  $\sigma_1$  (resp.  $\sigma_3$ ). Il est bien entendu évident que cette méthode ne peut s'appliquer que pour des failles ayant jouées à une même époque. Si l'on superpose des périodes différentes ayant des systèmes de contraintes différents, le calcul d'axes de contraintes donnera une moyenne entre deux épisodes tectoniques sans significations réelles. Cette méthode s'applique en toute rigueur uniquement dans le cas de régions monophasées.

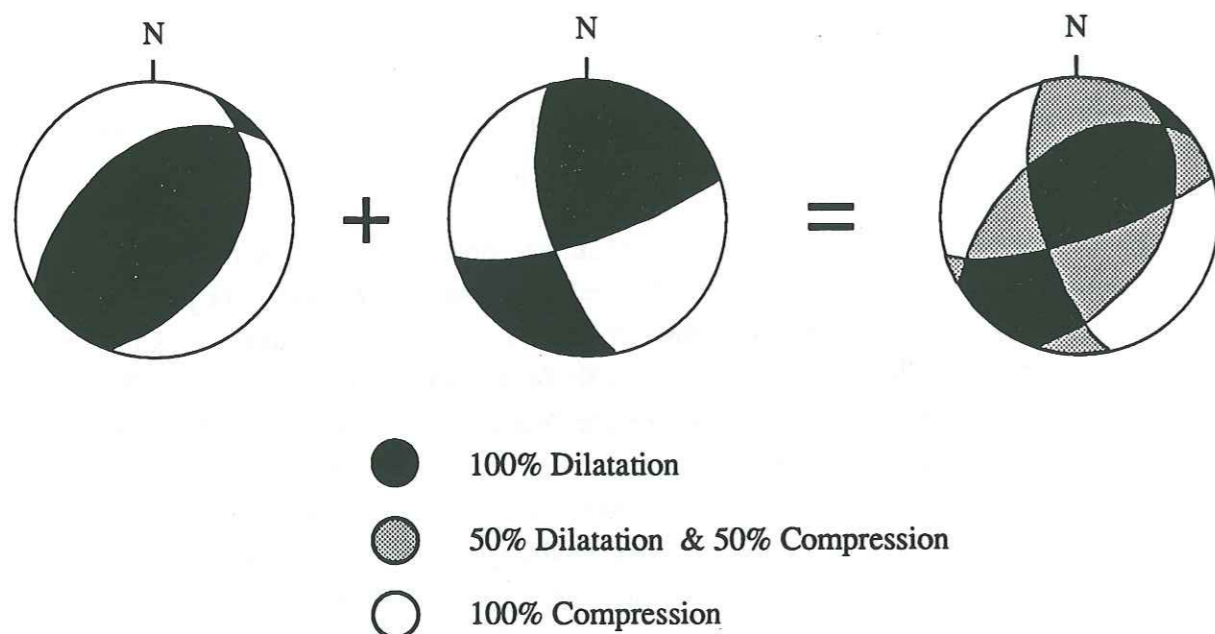


Figure III.15 : Principe de la méthode des dièdres droits (d'après Angelier et Mechler, 1977)

On notera qu'il existe cependant des moyens d'étudier des zones polyphasées (Angelier et Manoussis, 1980).

Un inconvénient de cette méthode est qu'il suffit qu'il y ait un seul mécanisme dont les plans soient mal contraints ou alors appartenant à une autre phase de déformation pour "masquer" le reste. Cependant, en effectuant un calcul automatique donnant les résultats en pourcentages (et avec un nombre suffisamment important de mécanismes) on peut atténuer les effets dus à quelques mécanismes non compatibles.

Cette méthode graphique fournit l'orientation des contraintes principales mais ne donne pas d'informations sur l'ellipsoïde des contraintes, c'est-à-dire sur le rapport des contraintes.

Il est important de bien différencier les axes de contraintes principales ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ ) des axes de déformations principales (P, B, T). Les axes P et T se trouvent situés à  $45^\circ$  des plans nodaux (considérés comme les plans de cisaillement maximal) tandis que  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$  peuvent se situer *n'importe où* dans les quadrants de dilatation et de compression respectivement. L'axe  $\sigma_2$  n'est à ce moment plus du tout contraint par le mécanisme au foyer. Dans le cas de failles préexistantes notamment, il est très rare de trouver les axes P et T à  $45^\circ$  des plans nodaux, en effet, dans ce cas c'est la géométrie même de la faille qui va influencer les directions des contraintes induites par les déplacements. McKenzie (1969) a montré que des mécanismes au foyer appartenant à un même tenseur peuvent être très différents. En particulier, les axes P et T de deux mécanismes provenant du même tenseur peuvent être éloignés sur la sphère focale d'une distance angulaire quelconque allant jusqu'à  $90^\circ$ . Les failles réactivées peuvent avoir un choix très varié de types de glissement. Des mécanismes purement en faille normale ou inverse peuvent très bien coexister avec un régime de contrainte associé en coulissage (Armijo *et al.*, 1982). Il n'y a coïncidence des axes principaux de contraintes et de déformations que dans le cas d'un milieu purement élastique homogène et isotrope, ce qui est très rarement le cas en sismologie (étude de milieux naturels ayant subi de nombreuses déformations tectoniques). On peut considérer que nous sommes dans un tel milieu à partir d'une certaine profondeur, lorsque la pression lithostatique tend à bloquer le jeu d'éventuels plans de défaut. La rupture dans ce cas aura plus tendance à s'effectuer dans la direction de cisaillement maximum à  $45^\circ$  de  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$  qui auront alors la même direction que les axes P et T. La signification des axes P et T, douteuse lorsque l'on étudie les mécanismes au foyer de séismes superficiels, va croissant lorsque la profondeur augmente (Angelier et Mechler, 1977).

### III.2.2 Application de la méthode des dièdres droits aux mécanismes au foyer de Lacq

Nous avons noté précédemment, lors de l'étude des mécanismes au foyer, que nous avons une inversion temporelle (fin 1986 - début 1987) dans le mécanisme de rupture. Cette inversion est fortement présente dans la zone A. Nous allons regarder à présent, avec la méthode décrite ci-dessus, si cette inversion s'applique à l'échelle du

gissement. Pour cela nous avons effectué une séparation temporelle des mécanismes afin de ne pas appliquer la méthode sur une région qui, d'après les mécanismes, semble subir une évolution dans le régime de fracturation.

### III.2.2.1 Période 1976-1979

L'ensemble des 16 mécanismes déterminés pendant cette période sont tous situés à une profondeur inférieure à 7.00 km. La méthode des dièdres droits appliquée sur ces mécanismes montre un axe  $\sigma_1$  de compression principale majeure orienté verticalement et un axe de compression principale mineure  $\sigma_3$  sub-horizontale orienté N320° (figure III.16 a).

### III.2.2.1 Période 1982-1986

Cette période concerne 75 mécanismes au foyer. Nous nous sommes arrêtés au séisme du 10/10/86 (mécanisme n°75). C'est un choix arbitraire, nous n'observons quasiment plus de failles normales sur les mécanismes au foyer à partir de ce moment. Par rapport à la période précédente, l'axe  $\sigma_1$  est toujours orienté verticalement, mais l'axe  $\sigma_3$  a subi une légère rotation, il est maintenant orienté Nord-Sud (figure III.16 b).

### III.2.2.1 Période 1987-1989

Cette période commence à partir du mécanisme n°76 (16/10/86) et concerne 42 séismes. Un changement très net est observé par rapport aux périodes précédentes. En effet nous avons cette fois un axe de compression principale majeure ( $\sigma_1$ ) horizontal orienté Nord-Sud et un axe de compression principale mineure ( $\sigma_3$ ) vertical (figure III.16 c). Il y a donc eu un basculement de 90° entre les axes  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$  entre les périodes 1982-1986 et 1987-1989. Nous sommes passés d'un régime compressif majeur vertical (en étirement horizontal orienté approximativement Nord-Sud) à un régime compressif majeur horizontal (en contraction horizontale orientée approximativement Nord-Sud).

## III.3 Inversion du tenseur des contraintes

### III.3.1 Principe de la méthode

L'objectif de tout programme d'inversion est de remonter au modèle originel à partir des données observées. Plusieurs méthodes numériques ont été développées afin de déterminer l'ellipsoïde des contraintes à partir d'une population de mécanismes au foyer. Toutes ces méthodes reposent sur l'hypothèse de Bott (1959) énoncée précédemment. Nous allons rappeler les principales brièvement ici.

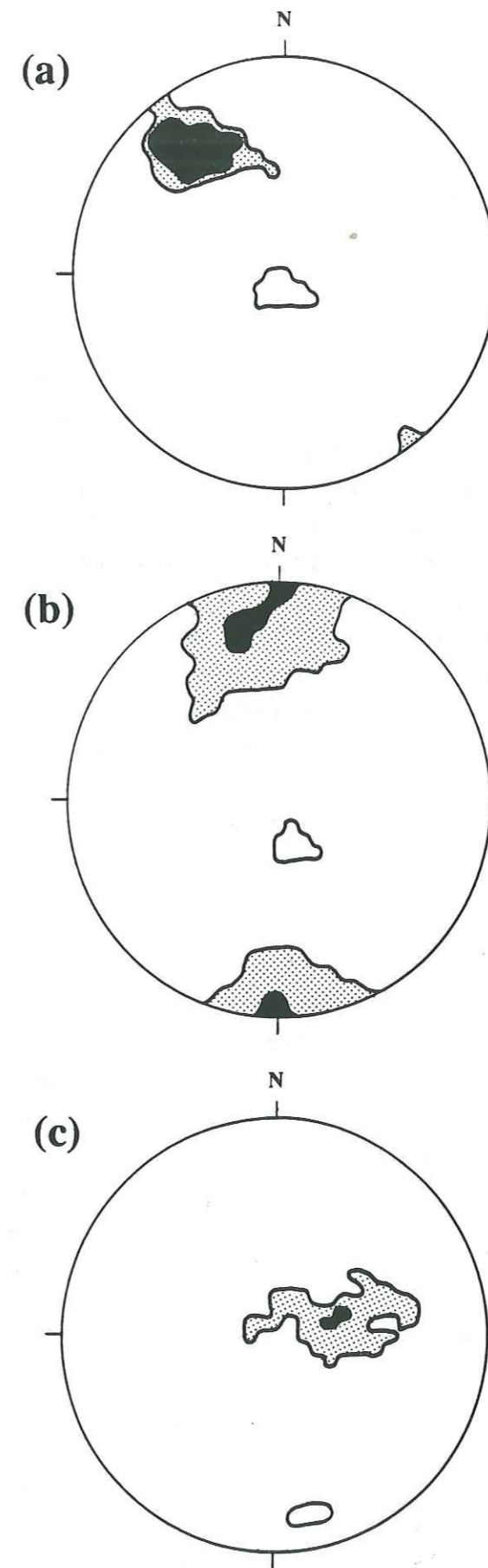


Figure III.16 : Résultats de l'application de la méthode des dièdres droits, (noir : 100% dilatation; gris : 90% dilatation; blanc : 80% compression) :  
a) 1976-1979, 16 mécanismes au foyer,  
b) 1982-1986, 75 mécanismes au foyer,  
c) 1987-1989, 42 mécanismes au foyer.

- Un algorithme d'analyses de stries (méthode de Monte Carlo) pour l'étude de solutions focales a été mis au point par Vasseur *et al.* (1983) afin d'en déduire un tenseur des contraintes régional. Cette méthode implique une bonne connaissance du milieu géologique car c'est de là que l'on déduit le mécanisme du plan de faille. Cela revient en fait à une étude des vecteurs déplacement sur les plans de faille (stries).

- Le programme développé par Gephart et Forsyth (1984) réalise simultanément l'inversion du tenseur et la détermination du plan de faille en minimisant la somme des valeurs absolues des angles de rotation (autour de l'axe de rotation minimal) nécessaires pour aller des mesures aux prévisions théoriques.

- L'approche de Carey-Gailhardis et Mercier (1987) consiste à utiliser d'abord la méthode des dièdres droits en utilisant les mécanismes au foyer (décrit précédemment) afin d'obtenir les directions du tenseur. Ils déterminent ensuite, à partir des mécanismes au foyer, le plan de faille compatible avec ce tenseur. L'algorithme de Carey (1976) permet ensuite de déterminer un tenseur optimal à partir des plans ainsi choisis.

- De même Julien et Cornet (1987) ont procédé en deux étapes. Ils utilisent la méthode de Monte Carlo ainsi que les critères de Gephart et Forsyth (1984) pour trouver un tenseur et les plans de faille compatibles. Ce tenseur est ensuite choisi comme modèle a priori pour un algorithme itératif.

Ces méthodes sont basées sur la connaissance, au départ, des mécanismes au foyer. C'est à partir de ces mécanismes que le tenseur des contraintes est ensuite déterminé.

Afin de compléter notre étude sur les contraintes, et de vérifier les résultats apportés par la méthode des dièdres droits, nous avons utilisé le programme d'inversion de Rivera (1989). Ce programme a été développé à partir des méthodes de Brillinger *et al.* (1980) pour la détermination des mécanismes au foyer et de Armijo et Cisternas (1978) pour l'analyse du tenseur des contraintes en microtectonique. Il a besoin des sens de premiers mouvements des séismes, des angles d'émergences associés à chaque trajet foyer-station et des azimuts des stations. A partir de ces données, il détermine simultanément l'orientation et la forme du tenseur des contraintes ainsi que les mécanismes au foyer pour chaque séisme. Le fait de calculer *simultanément* le tenseur et les mécanismes est intéressant par rapport aux autres méthodes car cela est plus objectif en ce qui concerne la construction des mécanismes au foyer.

Outre les données concernant le mécanisme au foyer, il est nécessaire d'entrer un tenseur des contraintes initial ainsi qu'un facteur de forme (R). Ce tenseur peut être défini de façon aléatoire ou d'après (par exemple) les directions des contraintes tectoniques locales ou régionales. Dans notre cas, étant donné que nous avons déjà une idée a priori concernant les directions des contraintes (données par la méthode des dièdres droits) nous avons donc choisi ces orientations au départ.

Le tenseur des contraintes est défini par :

$$s = \Sigma \cdot n \quad \text{avec} \quad \Sigma = \begin{bmatrix} \sigma_x & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_y & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_z \end{bmatrix}$$

s représente le vecteur contrainte,  $\Sigma$  le tenseur des contraintes et n le vecteur normal au plan de faille (Armijo et Cisternas, 1978). Le tenseur est ici représenté dans le système de coordonnées formé par ses axes principaux. Ce système est obtenu après une rotation autour des trois angles d'Euler ( $\Phi, \theta, \Psi$ ), à partir de coordonnées géographiques (NS, EW et vertical).

Une définition du facteur de forme (R) donnant la forme de l'ellipsoïde des contraintes est :

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$$

avec  $\sigma_1, \sigma_2$  et  $\sigma_3$  les contraintes principales données dans l'ordre décroissant.

Dans ce cas, R est toujours défini dans l'intervalle [0,1] et il est invariant au sens propre du terme. Il ne dépend pas du repère mais peut présenter des discontinuités d'ordre supérieur dues à la redéfinition de  $\sigma_1, \sigma_2$  et  $\sigma_3$  (croisement de deux valeurs propres lorsque l'on parcourt l'espace des tenseurs). Rivera (1989, Rivera and Cisternas, 1990) s'affranchit de ce problème en utilisant le facteur de forme suivant :

$$R = \frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x}$$

Deux conditions sont nécessaires lorsque l'on rentre les directions des axes du tenseur de départ : d'une part nous devons avoir  $\sigma_y > \sigma_x$  ( $\sigma_y$  est ainsi l'axe principal horizontal de compression maximale et  $\sigma_x$  l'axe principal horizontal de compression minimale), d'autre part  $\sigma_z$  doit être proche de la verticale. Avec cette définition le facteur de forme (R) peut varier entre  $-\infty$  et  $+\infty$  et n'est plus considéré comme un invariant.

Trois cas sont possibles suivant les valeurs de R :

$$\begin{array}{lll} 1) R > 1 & \sigma_z > \sigma_y > \sigma_x & \Rightarrow \sigma_z = \sigma_1, \sigma_y = \sigma_2 \text{ et } \sigma_x = \sigma_3 \\ 2) 1 > R > 0 & \sigma_y > \sigma_z > \sigma_x & \Rightarrow \sigma_y = \sigma_1, \sigma_z = \sigma_2 \text{ et } \sigma_x = \sigma_3 \\ 3) R < 0 & \sigma_y > \sigma_x > \sigma_z & \Rightarrow \sigma_y = \sigma_1, \sigma_x = \sigma_2 \text{ et } \sigma_z = \sigma_3 \end{array}$$

Ces trois intervalles pour R permettent de différencier les régimes tectoniques associés. Le premier cas ( $R > 1$ ) correspond à une compression maximale verticale, le second ( $1 > R > 0$ ) correspond à du coulissage et le troisième ( $R < 0$ ) correspond à une compression minimale verticale. Afin d'avoir une représentation graphique simple et de contourner les cas où R tend vers l'infini, il est possible de considérer la relation suivante  $\theta = \arctg[(2R - 1)/\sqrt{3}]$  (Armijo *et al.*, 1982) ce qui nous donne :

$-\pi/2 > \theta > -\pi/6$	régime en compression maximale verticale
$-\pi/6 > \theta > \pi/6$	régime en décrochement
$\pi/6 > \theta > \pi/2$	régime en compression minimale verticale

Lorsque  $\theta$  est proche de l'un des trois angles précédents ( $-\pi/2$ ,  $-\pi/6$ ,  $\pi/6$  ou  $\pi/2$ ) le tenseur présente une symétrie cylindrique indiquant des valeurs proches entre les contraintes.

Paramètres décrivant le tenseur obtenu (Rivera, 1989) :

- les trois angles d'Euler ( $\Phi$ ,  $\theta$ ,  $\Psi$ ) donnant les directions principales des contraintes  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  ainsi que leurs écarts-type. Les ellipses de confiances associées aux axes sont également représentées.

- le facteur de forme de l'ellipsoïde des contraintes (R) ainsi que son écart-type.

Caractérisation des mécanismes au foyer (Rivera, 1989) :

Pour chaque mécanisme, le programme donne la direction de glissement sur le plan de faille ainsi que l'ellipse de confiance pour le pôle associé à ce plan. Lorsque l'incertitude sur le pôle est trop importante pour être représentée, les plans nodaux sont tracés en pointillés. Cet algorithme permet donc, en général de distinguer, parmi les deux plans nodaux, le plan de faille compatible avec le tenseur des contraintes obtenu. Cela s'avère intéressant lorsque l'on reporte les plans de failles ainsi sélectionnés sur une carte pour l'étude du comportement géomécanique d'une zone sismiquement active. Lorsqu'une des composantes du vecteur normal au plan de faille est proche de 0, il n'est pas possible de différencier le plan de faille du plan auxiliaire. Dans ce cas le vecteur glissement n'est pas représenté sur le mécanisme. Les mécanismes peu stables (ceux dont la normale au plan de faille est très proche de l'un des axes principaux du tenseur) sont signalés par un astérisque (Annexes 3 et 4).

Le programme calcule de plus une fonction de vraisemblance ainsi qu'un score qui permettent de juger de la qualité de la solution obtenue.

La fonction de vraisemblance correspond à la probabilité qu'un sens de premier mouvement soit dans le bon quadrant sur la sphère focale. Lorsqu'elle est proche de 1, une compression (par exemple) sera bien dans le quadrant des compressions, lorsqu'elle sera égale à 0.5, la polarité sera sur un des plan nodaux et lorsqu'elle sera inférieure à 0.5 cela voudra dire que la compression se trouve dans le quadrant des dilatations.

Le score correspond quant à lui au nombre de polarités correctement prévues par le tenseur obtenu sur le nombre total de polarités.

### III.3.2 Détermination du tenseur des contraintes sur Lacq et des mécanismes au foyer associés

Nous avons pris les mêmes mécanismes au foyer que pour la méthode des dièdres droits. La coupure temporelle durant la période 1982-1989 a été effectuée à la même date afin de pouvoir comparer objectivement les deux méthodes.

Les valeurs élevées des fonctions de vraisemblance et des scores pour les trois périodes doivent être considérées avec attention. Elles sont en grande partie dues au faible nombre de polarités dont nous disposons (entre 6 et 8). Il est dans ce cas évidemment plus facile de tracer deux plans orthogonaux permettant de séparer les différentes phases.

#### III.3.2.1 Période 1976-1979

Le calcul du tenseur nous donne un axe  $\sigma_1$  sub-vertical, un axe  $\sigma_3$  horizontal orienté N135° et un axe  $\sigma_2$  sub-horizontal orienté N45° (figure III.17). La valeur du facteur de forme montre un régime en extension horizontale NW-SE. L'écart-type pour le facteur de forme est relativement important, ce qui veut dire que nous devons être prudents quant à l'interprétation de cette solution. Cette valeur importante de l'écart-type est essentiellement due au fait que nous avons peu de séismes (16) et peu de polarités pour permettre une inversion fiable du tenseur.

Cependant ces résultats sont quand même en bon accord avec l'orientation des contraintes obtenues par la méthode des dièdres droits.

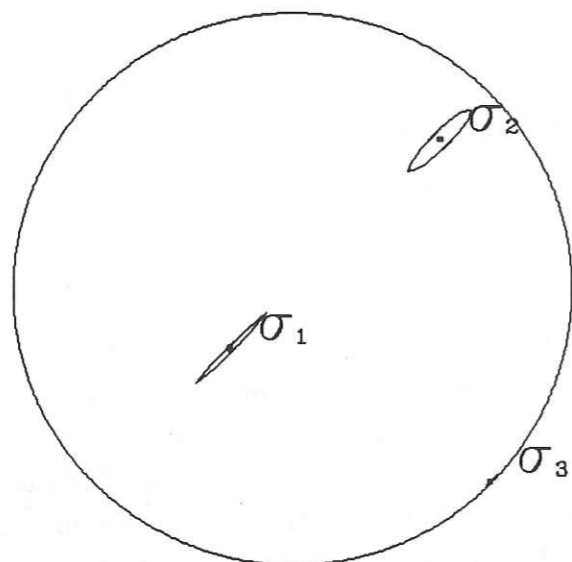
Sur les 16 mécanismes obtenus en accord avec le tenseur (annexe 3), 12 sont identiques à ceux déterminés par FPFIT. Les 4 mécanismes restant (n° 3, 6, 12, 14) montrent une légère différence mais le même type de mécanisme. Il a été possible de déterminer le plan de faille compatible avec le tenseur pour 9 mécanismes (n° 1, 2, 4, 6, 7, 8, 9, 12 et 15). Les mécanismes n° 3 et 14 sont peu stables (plan nodal pratiquement perpendiculaire à un des axes principaux du tenseur).

#### III.3.2.2 Période 1982-1986

Le tenseur déterminé (figure III.18) donne exactement les mêmes directions que celles déterminées par les dièdres droits. La valeur du facteur de forme est toujours associée à un régime en extension, mais cette fois-ci la valeur de l'écart-type est acceptable, de l'ordre de 1. Nous avons un axe  $\sigma_1$  de compression majeure vertical, un axe  $\sigma_3$  de compression mineure horizontal orienté Nord-Sud et un axe  $\sigma_2$  horizontal orienté N270°.

Nous avons 74 mécanismes au foyer déterminés par le programme (annexe 4) et non 75 comme dans le cas des dièdres droits car le séisme n°49, déterminé par FPFIT, a été involontairement omis. Cela ne peut en aucun cas modifier le résultat final du fait du nombre important de solutions focales considéré. L'ensemble des mécanismes déterminés par le programme sont identiques à ceux déterminés par FPFIT excepté les n°

Lacq 76-79



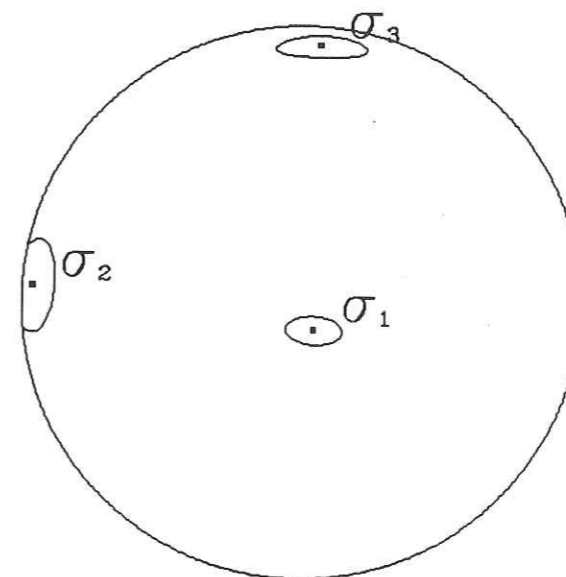
Tenseur des Contraintes : Forme et Orientation

Facteur de Forme :  $R = 4.2 \pm 5.4$

Orientation :  $\Phi = 315.5 \pm 1.8$   
 $\theta = 25.2 \pm 15.0$   
 $\Psi = 179.1 \pm 0.7$

Qualité : Vraisemblance = 0.979  
Score = 0.960

Lacq 82-86



Tenseur des Contraintes : Forme et Orientation

Facteur de Forme :  $R = 3.2 \pm 1.1$

Orientation :  $\Phi = 245.2 \pm 47.2$   
 $\theta = 9.1 \pm 5.4$   
 $\Psi = 118.7 \pm 47.6$

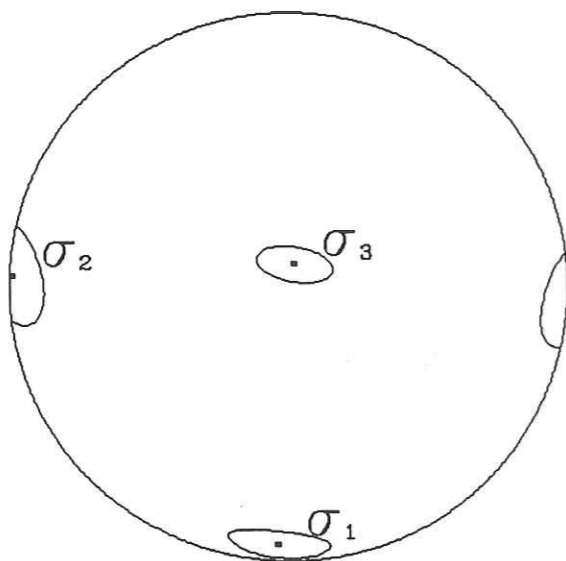
Qualité : Vraisemblance = 0.985  
Score = 0.957

Figure III.17 : Résultat de l'inversion du tenseur des contraintes (période 1976-1979).

Figure III.18 : Résultat de l'inversion du tenseur des contraintes (période 1982-1986).

22 AOÛT 2003 Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
TEL. 04 76 63 54 21 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Lacq 87-89



Tenseur des Contraintes : Forme et Orientation

Facteur de Forme :  $R = -0.8 \pm 0.5$

Orientation :  $\Phi = 108.1 \pm 94.3$   
 $\theta = 6.8 \pm 5.3$   
 $\Psi = 164.4 \pm 98.2$

Qualité : Vraisemblance = 0.983  
 Score = 0.961

Figure III.19 : Résultat de l'inversion du tenseur des contraintes (période 1987-1989).

21, 22, 47, 62 et 72 qui sont légèrement différents. Les solutions focales n° 25, 36, 65 et 72 ne sont pas stables car un des plans nodaux est perpendiculaire à un des axes principaux du tenseur.

### III.3.2.3 Période 1987-1989

Le même changement observé avec les dièdres droits est obtenu pour le tenseur des contraintes (figure III.19). Le facteur de forme est légèrement inférieur à 0 ( $R = -0.8$ ) même en tenant compte du faible écart-type ( $\pm 0.5$ ). Cette valeur pour  $R$  caractérise un régime de compression horizontale. L'axe  $\sigma_1$  a basculé de  $90^\circ$  et est devenu horizontal N180°. De même pour l'axe  $\sigma_3$  qui est devenu vertical. L'axe  $\sigma_2$  quant à lui n'a pas varié, il est toujours horizontal, orienté E-W (N270°).

L'ensemble des 42 mécanismes (annexe 4) est identique à ceux déterminés par FPFIT, excepté les n° 80, 81, 84, 102, 104, 113. Les solutions focales n° 80, 81 et 84 correspondent, avec FPFIT, à des mécanismes en faille normale, d'où leur incompatibilité avec le tenseur de cette période. Les mécanismes n° 81, 84 et 87 ne sont pas stables, toujours pour les mêmes raisons que celles décrites pour les périodes précédentes.

### III.3.3 Conclusion sur la méthode

Le programme d'inversion de Rivera (1989) nous a permis de confirmer et de quantifier les résultats obtenus par la méthode des dièdres droits.

Ces résultats montrent pour les périodes 1976-1979 et 1982-1986 un axe principal de compression principale majeure ( $\sigma_1$ ) vertical. L'axe principal de compression principale mineure ( $\sigma_3$ ) est sub-horizontale et a subi une rotation de  $45^\circ$  (cette rotation peut être simplement due au fait que nous avons peu de données pour déterminer le tenseur). Nous avons eu pendant ces deux périodes un régime local en étirement approximativement Nord-Sud. Nous pouvons rajouter le fait que pendant cette période les angles associés aux deux facteurs de forme ( $\theta_{76-79} \approx 77^\circ$  et  $\theta_{82-86} \approx 72^\circ$ ) sont proches de  $90^\circ$ . Cela veut dire que la différence entre les valeurs des contraintes  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$  n'est pas très importante, ce qui est en accord avec les conclusions de Bell *et al.* (1992) pour cette période.

Pour la période 1987-1989 nous avons obtenu un axe  $\sigma_1$  horizontal et un axe  $\sigma_3$  vertical montrant un régime local en compression Nord-Sud. Dans ce cas l'angle  $\theta_{87-89}$  ( $\approx -56^\circ$ ) montre que les contraintes sont bien différenciées.

De plus, les mécanismes au foyer (déterminés en même temps que le tenseur des contraintes) sont en très bon accord avec ceux déterminés par FPFIT, à une ou deux petites exceptions près.

### III.4 Interprétation globale sur l'homogénéisation de la fracturation et des contraintes au niveau du champ de Lacq

#### III.4.1 Fracturation du gisement

Nous avons pu tracer les plans de failles associés aux mécanismes au foyer compatibles avec le tenseur. La distinction entre les deux plans nodaux a pu être faite à partir du programme utilisé (Rivera, 1989). Nous avons donc reporté les azimuts des plans de failles sur la carte du gisement pour les différentes périodes (figures III.20 a, b et c). Les deux différents régimes de contraintes ne montrent pas de changements notables pour les azimuts ainsi que les positions des plans de faille situés dans les mêmes zones. Il est probable qu'il n'y a pas eu de changements de failles entre les deux périodes, ou alors ce sont des failles de même géométrie très proches les unes des autres qui ont joué. Le fait d'avoir des mécanismes de décrochement sur les trois périodes de temps n'est pas contradictoire avec les différents tenseurs déterminés. Dans le cas de failles préexistantes, et c'est notre cas étant donné l'important niveau de fracturation du champ de Lacq (Cousteau, 1965), des mécanismes en décrochement pur sont parfaitement compatibles avec des régimes de contraintes en compression maximale verticale ou horizontale (déterminés sur Lacq par l'inversion du tenseur des contraintes). Un régime en compression maximale horizontale est caractérisé par un facteur de forme R tel que :  $-\infty < R < 0$ . Pour un régime en compression maximale verticale nous avons :  $1 < R < +\infty$  (Armijo *et al.*, 1982). Les mécanismes en décrochement observés sur Lacq ne sont donc pas incompatibles avec les tenseurs déterminés (compression principale majeure verticale puis horizontale).

Par contre les azimuts des différents plans de fracturation ne montrent pas d'alignements et donc pas de failles majeures sur le champ de Lacq. Cela se voit particulièrement bien lorsque nous pondérons la longueur des failles (en fonction des magnitudes) à l'échelle du gisement. Pour cela nous avons utilisée la formule suivante déduite de Sibson (1989) d'après la théorie de dislocation élastique de Kanamori et Anderson (1975) :

$$L \approx 9.6 * 10^{(0.5 * \text{magnitude})} \quad L : \text{longueur de rupture (m)}$$

Cette formule n'est qu'une approximation car elle a été établie pour les séismes californiens, mais c'est l'ordre de grandeur qui nous intéresse. Pour un séisme de magnitude 4 nous avons approximativement une longueur de rupture de 1000 m et une surface de faille associée de l'ordre du  $\text{km}^2$ . La représentation en carte des longueurs réelles de failles ayant jouées entre 1976 et 1989 (figure III.21) nous montre bien qu'il n'y a pas de failles importantes à l'échelle du gisement. Nous avons essentiellement des petits blocs (taille  $< 1 \text{ km}$ ) qui se réajustent les uns par rapport aux autres du fait de la déplétion du réservoir de gaz. La figure III.21 est cependant un peu limitative car elle ne concerne que les mécanismes dont nous avons pu déterminer le plan de faille (10 % de la sismicité totale). Nous avons donc tracé l'ensemble de la sismicité en pondérant la taille

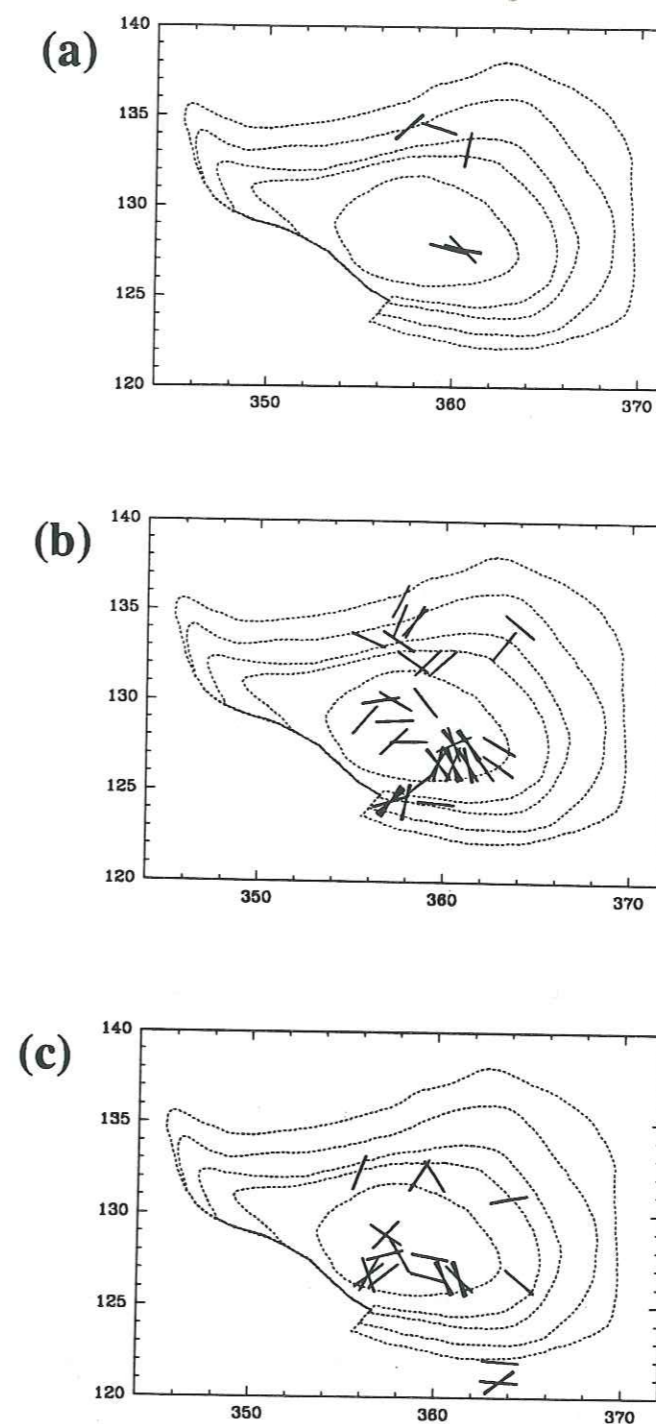


Figure III.20 : Azimuts des plans de faille en accord avec les tenseurs calculés (lorsque le programme a pu faire la distinction entre les deux plans nodaux) :  
a) période 1976-1979,  
b) période 1982-1986,  
c) période 1987-1989.  
Les coordonnées sont en kilomètres (Lambert III zone Sud).



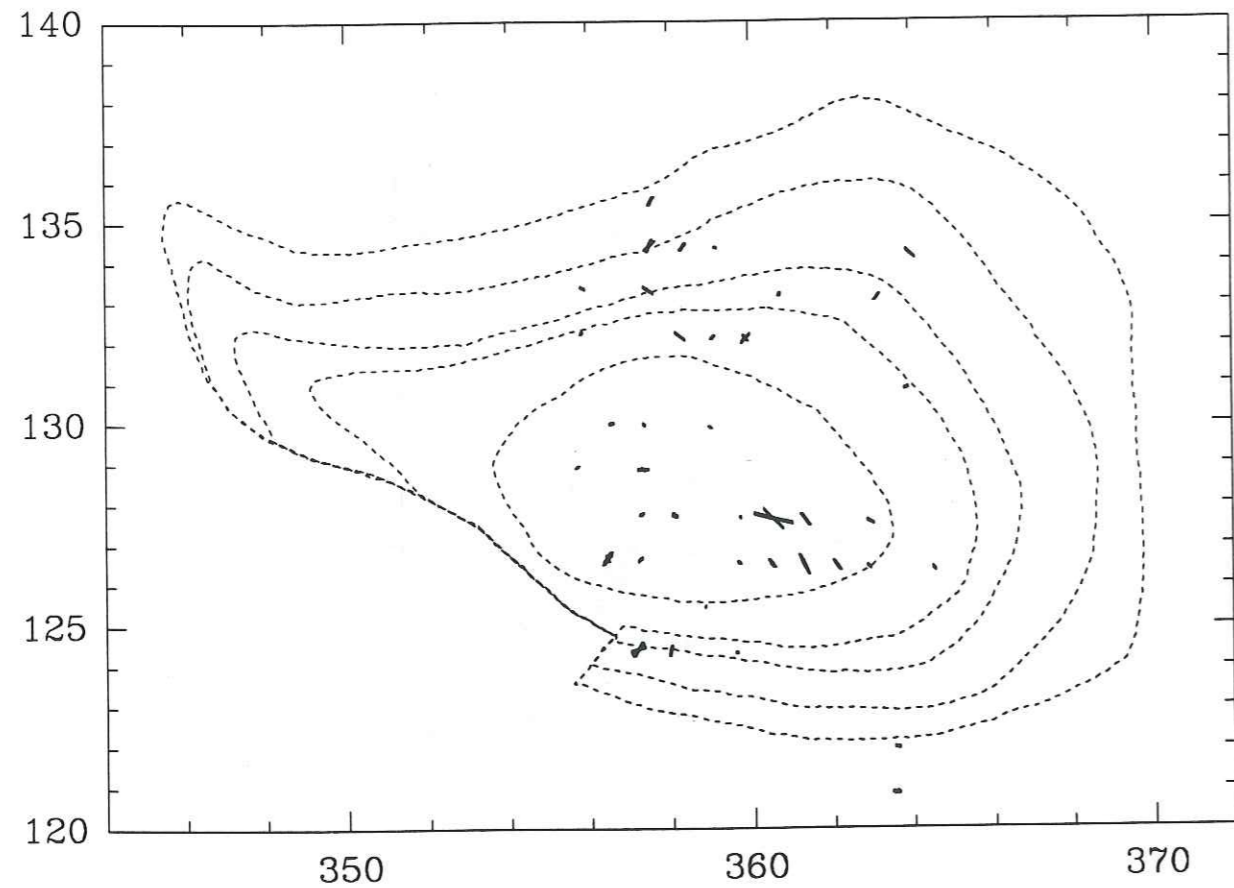


Figure III.21 : Représentation à l'échelle du gisement des plans de faille sélectionnés, ayant joué pendant la période 1976-1989. Seules les failles déduites des mécanismes au foyer sont tracées (10% de la sismicité totale). Les coordonnées sont en kilomètres (Lambert III zone Sud).

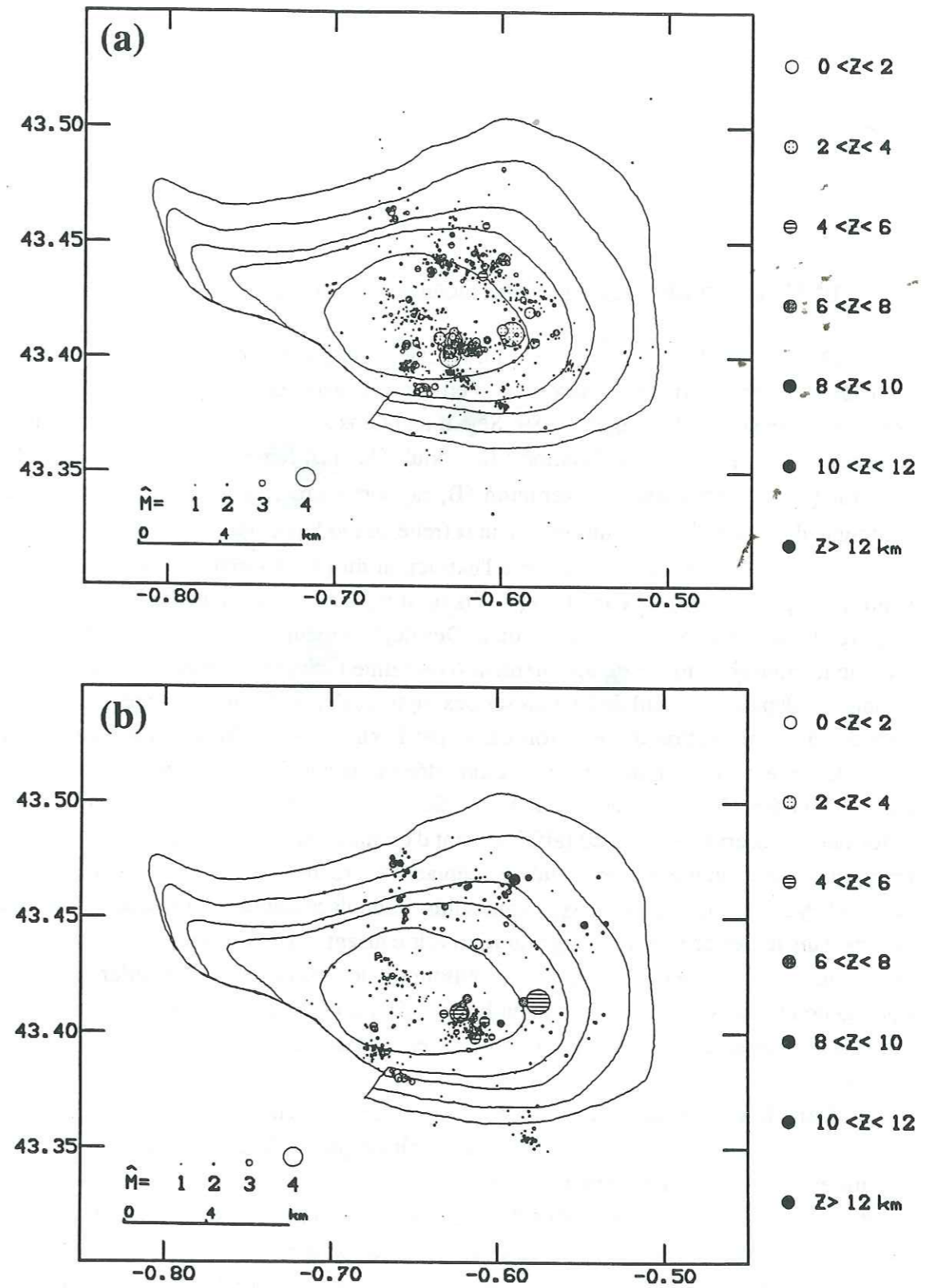


Figure III.22 : Représentation à l'échelle du gisement de la sismicité de Lacq. Le diamètre des symboles représente la longueur (à l'échelle de la carte) des failles ayant joué. Les symboles grisés donnent les profondeurs des séismes.  
 a) Séismes localisés par HYPO71 (1974-1991).  
 b) Séismes relocalisés par REL3D (1976-1979 et 1982-1989).

des symboles avec la magnitude associée (même formule que précédemment). Le diamètre des symboles représente la longueur de faille (à l'échelle du gisement) mobilisé pendant le séisme. Nous avons traité les séismes localisés avec HYPO71 et REL3D (figures III.22 a et b). En traitant l'ensemble de la sismicité nous ne remarquons pas l'existence de failles ou de zones de failles bien définies, uniquement des nids de sismicité bien localisés, accompagnés d'une sismicité diffuse.

#### III.4.2 Déformations et contraintes induites par la déplétion d'un gisement

On peut modéliser simplement un réservoir de gaz comme un milieu linéaire, isotrope et poro-élastique à l'intérieur d'un demi-espace élastique, imperméable et homogène (Segall, 1985; Segall, 1989; Segall and Grasso, 1991). Plusieurs paramètres sont nécessaires pour la modélisation : le module de cisaillement ( $\mu$ ), le coefficient de Poisson ( $\nu$ ), le coefficient de Skempton ( $B$ , rapport entre la pression de pores et la contrainte de confinement) et un coefficient  $\alpha$  (relié au module d'incompressibilité  $K$ ).

La déplétion du réservoir, liée à l'extraction du gaz, va générer l'apparition des contraintes poro-élastiques dans les endroits où il n'y a pas de changements de pression de pores (c.-à-d. tout autour du réservoir). Des déplacements sur failles vont apparaître lorsque la contrainte totale de cisaillement (contrainte ambiante rajoutée à la contrainte induite) va dépasser le seuil de friction sur des ruptures déjà présentes. Ces réajustements sont dus à la contraction du réservoir causé par l'extraction de fluides. La contraction verticale du réservoir est largement accommodée par la subsidence observée en surface. Les calculs théoriques effectués sur Lacq (Segall, 1989) sont en bon accord avec la déformation observée en surface (affaissement d'un maximum de 6 cm localisé au top du réservoir). La contraction horizontale va déplacer les roches vers le centre du réservoir. Les roches situées loin du réservoir vont subir un déplacement moindre que les roches situées dans le très proche voisinage du réservoir causant ainsi une extension horizontale en bordure du gisement. Si le milieu entourant le réservoir est considéré comme homogène nous devons donc nous attendre à avoir des ruptures en faille normale sur les bords du gisement et des ruptures en faille inverse au-dessus et au-dessous du réservoir (figure III.23).

Dans le cas de Lacq, la subsidence observée en surface est du même ordre de grandeur que la compaction "estimée" du réservoir ce qui implique une réponse élastique du milieu (Grasso and Feignier, 1990). Dans un milieu non élastique, suivant la rhéologie et/ou la forme géométrique du réservoir, la compaction est plus importante que l'affaissement observé en surface. La chute de pression dans le réservoir (de l'ordre de 60 MPa depuis 1957) va donc entraîner une diminution de volume du réservoir favorisant l'apparition de contraintes poro-élastiques tout autour du réservoir.

La diminution de volume du réservoir va amener (du fait de l'apparition des contraintes poro-élastiques) deux effets :

- un effet local majeur en terme de déplacements entraînant une déformation importante sur les limites du réservoir (compaction) et donc des réajustements proches du réservoir (voire à l'intérieur) se traduisant par des mouvements sismiques et/ou asismiques,

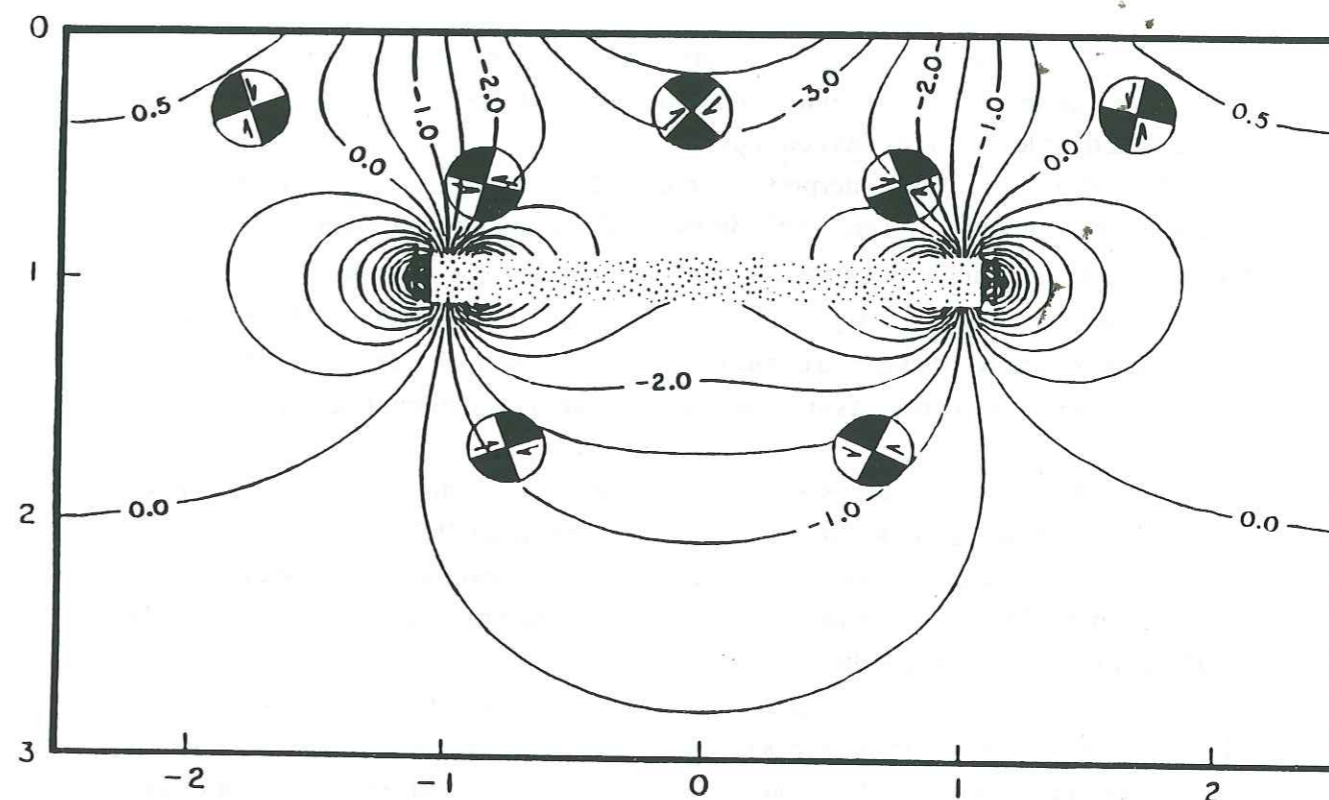


Figure III.23 : Représentation en coupe verticale des changements de la contrainte horizontale sous l'effet de l'extraction de fluides (les contraintes positives sont en traction sur les iso-contours). Le réservoir est schématisé par le rectangle grisé. Les distances horizontales et verticales sont normalisées en fonction de la profondeur du réservoir (d'après Segall, 1989).

- un effet à distance impliquant une diffusion des contraintes poro-élastiques avec le temps. Cette diffusion affecte des zones de plus en plus éloignées du réservoir. La migration temporelle de la sismicité observée sur Lacq (Chapitre V) en est une manifestation. Les mécanismes de la figure III.23 (failles inverses au-dessus et au-dessous du réservoir, failles normales sur les bords du gisement) sont caractéristiques de cet effet à distance.

### III.4.3 Evolution temporelle du régime de contraintes sur Lacq

Lorsque l'on étudie les tenseurs avant et après le changement de 1987, nous nous apercevons que les directions sont restées identiques, nous avons uniquement eu un changement dans les scalaires des contraintes.

Bell *et al.* (1992) ont interprété, d'après une étude sur des ovalisations de puits d'hydrocarbures répartis sur l'ensemble du bassin Aquitain, que la contrainte  $\sigma_1$  était en moyenne verticale dans le bassin et que nous avons  $\sigma_1 > \sigma_2 \approx \sigma_3$  (voir § I.3.2). Il est important de noter que ce  $\sigma_1$  vertical n'a pas pu être induit par l'exploitation d'hydrocarbures car les mesures d'ovalisations ont été effectuées au cours des premiers forages sur les gisements, avant que ceux-ci ne commencent à être exploités intensivement.

Nous n'avons malheureusement pas de mécanismes au foyer pour la période 1969-1975, notre interprétation ne commence qu'à partir de 1976. Il est difficilement concevable de considérer que la contrainte principale majeure était horizontale au début de l'exploitation car dans ce cas nous aurions dû observer une majorité de séismes en faille inverse ce qui n'est pas le cas dans la première période de notre étude (1976-1986). De plus, si la contrainte principale majeure avait été horizontale au début de l'exploitation, cela se serait remarqué sur les mesures d'ovalisations de puit de Bell *et al.* (1992) qui ont été effectuées au début de l'exploitation. Cela permet de rejeter cette hypothèse car elle est en désaccord avec nos données.

Pendant la première période (1976-1986) nous observons un régime en étirement horizontal ( $\sigma_1$  vertical) et une majorité de séismes localisés juste au niveau de la limite inférieure du réservoir montrant des réajustements en failles normales. Lorsque l'on est dans cette zone limite du réservoir, c'est l'effet local dû à la compaction du réservoir qui est majeur (déformation verticale). Nous sommes trop près du réservoir (limites du modèle poro-élastique) pour tenir compte des effets de ce modèle, qui a pour objectif d'expliquer les phénomènes à partir d'une certaine distance du réservoir et non à proximité immédiate.

Dès que l'on s'éloigne du réservoir vers la surface on retrouve les mécanismes prévus par l'effet poro-élastique en faille normale sur les bords du réservoir (séismes n° 51 à 57, figure III.9 a, b et c; annexe 1) et en faille inverse avec des composantes de décrochement au milieu du gisement (séismes n° 1, 101; annexe 1). Nous n'avons malheureusement pas toujours l'information sur le mécanisme de rupture concernant chaque séisme. Cela nous amène à supposer que les événements non localisés près du

réservoir, dont on ne possède pas assez de sens de premier mouvement, ont des mécanismes au foyer en accord avec ceux que le modèle poro-élastique propose.

Dans la seconde période de temps (1987-1989) on observe un régime en compression horizontale majeure. La compaction du réservoir a nettement diminué du fait de la décroissance de la chute de pression dans le réservoir (figure I.7). Cette diminution est due au ralentissement de l'exploitation du gisement de gaz. L'effet local de déformation verticale a ainsi perdu de son influence. Cette décroissance se remarque par ailleurs sur la subsidence car celle-ci est devenue de moins de moins importante sur le champ de Lacq au cours des dernières années (Grasso *et al.*, 1992). Nous savons que le modèle poro-élastique décrit par Segall (1989) implique une augmentation continue de la contrainte poro-élastique tout autour du gisement. Elle a donc continué à croître jusqu'à devenir prépondérante sur l'effet local (qui a diminué, rappelons-le, du fait de la diminution de la chute de pression dans le réservoir). Cette augmentation de la contrainte poro-élastique se traduit par des rejeux en faille inverses. L'effet de la tectonique (compression Nord-Sud) due aux Pyrénées, qui était masqué jusqu'à présent (lorsque nous avions  $\sigma_1 = S_v$ ), a ainsi pu se rajouter sur l'effet poro-élastique.

#### III.4.3.1 Cinématique des ruptures pour la période 1976-1986 :

Pendant la première période ( $\sigma_1$  vertical) nous observons essentiellement des séismes en faille normale (bien marqués pour la zone A). Or du fait de la diminution de pression dans le réservoir nous devons nous attendre à une déformation de la structure : un affaissement de la partie située au-dessus du réservoir et une remontée de la partie située au-dessous.

Ces deux mouvements verticaux du sommet (vers le bas) et de la base (vers le haut) du réservoir se traduisent par un jeu en faille normale des blocs (figure III.24 a).

#### III.4.3.2 Cinématique des ruptures pour la période 1987-1989 :

Cette période est caractérisée par un axe  $\sigma_1$  horizontal et des rejeux en failles inverses. Nous avons vu précédemment que c'était manifestement les mêmes failles (ou des failles voisines ayant la même géométrie) qui jouaient pendant les deux périodes. On s'aperçoit que si la déformation due à la compaction s'arrête, c'est l'effet à distance des contraintes poro-élastique ajouté à la contrainte pyrénéenne qui vont devenir majeures et induire des mécanismes en faille inverse (figure III.24 b). C'est ce que nous observons sur les mécanismes au foyer de cette période.

### III.5 Conclusion

Pendant la période 1976-1986, la déformation locale, due à la chute de pression dans le gisement, a induit une contrainte principale majeure verticale dans le proche voisi-

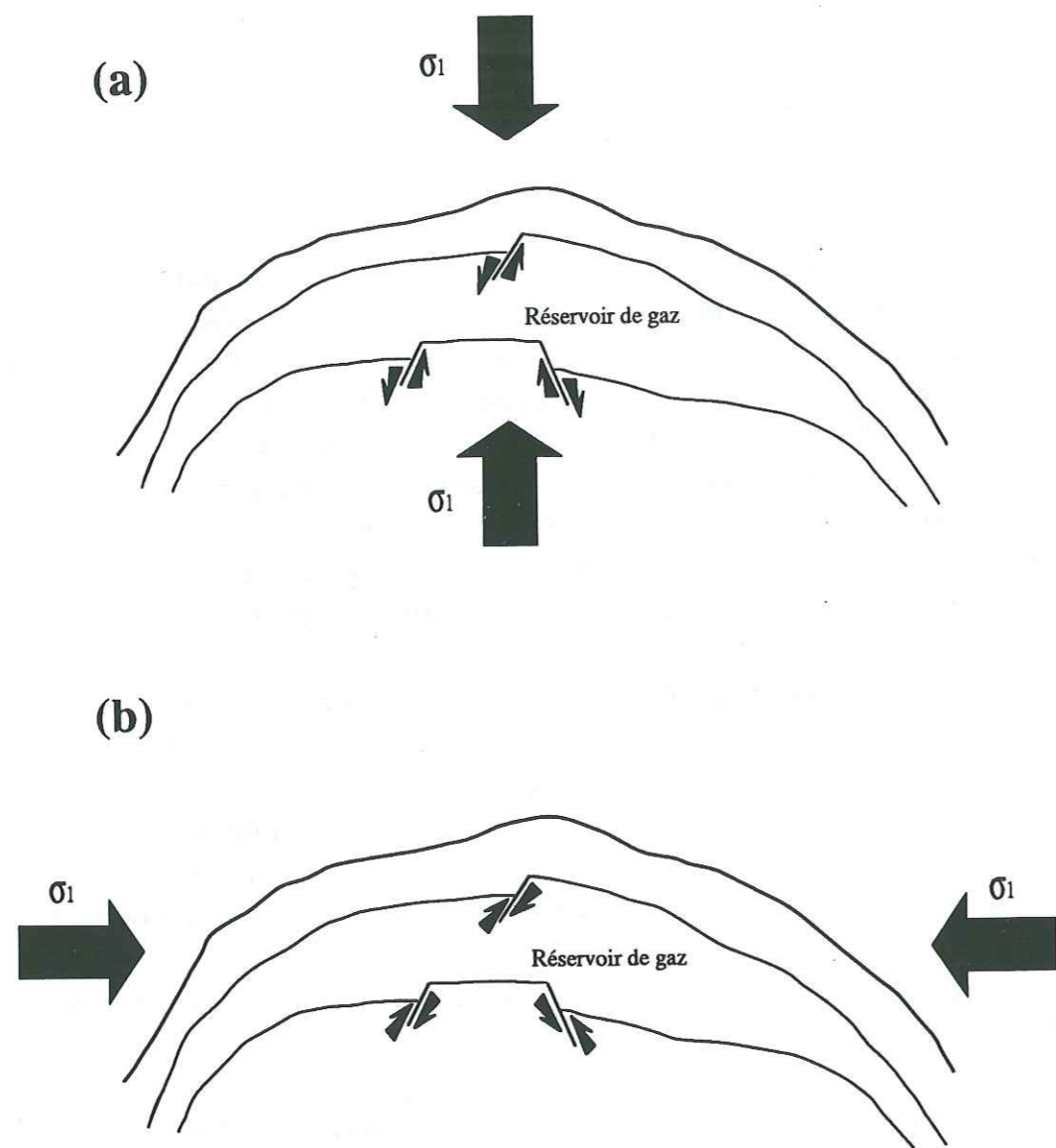


Figure III.24 : Principe du mécanisme de déformation déduit des tenseurs de contraintes calculés (limites proches du réservoir, coupe Nord-Sud) :  
 a) période 1976-1986,  
 b) période 1987-1989.

nage du réservoir. Ce résultat a été mis en évidence à partir de la méthode des dièdres droits ainsi qu'avec l'inversion du tenseur des contraintes. Les mécanismes au foyer ont permis de montrer l'effet local majeur de la compaction car ils sont en majorité localisés juste à la base du réservoir. Cependant l'influence de cette compaction ne semble pas suffisante pour créer des séismes loin du réservoir (au-dessus ou au-dessous). Ceux-ci seraient plutôt dûs à l'effet à distance de la contrainte poro-élastique qui se manifeste dès que l'on commence à s'éloigner des limites du réservoir.

Pendant la période 1987-1989 l'effet local de la compaction s'est amoindri (ainsi que la subsidence en surface, en accord avec le réponse élastique du milieu) tandis que l'effet à distance de la contrainte poro-élastique a continué d'augmenter tout autour du réservoir. Cette augmentation des effets à distance de la contrainte poro-élastique, liée à la contrainte Nord-Sud pyrénéenne (masquée auparavant par la déformation verticale) ont induit une contrainte principale majeure horizontale autour du réservoir, donnant ainsi un rejeu inverse des failles.

La figure III.25 décrit le changement de la direction principale maximale des contraintes autour du réservoir. Ce changement est dû à l'influence de la compaction du réservoir qui a diminué au cours du temps pour finir par être évincée (aux alentours de 1987) du fait de la conjugaison des effets à distance de la contrainte poro-élastique (qui ont augmenté régulièrement au cours du temps) et de la contrainte pyrénéenne.

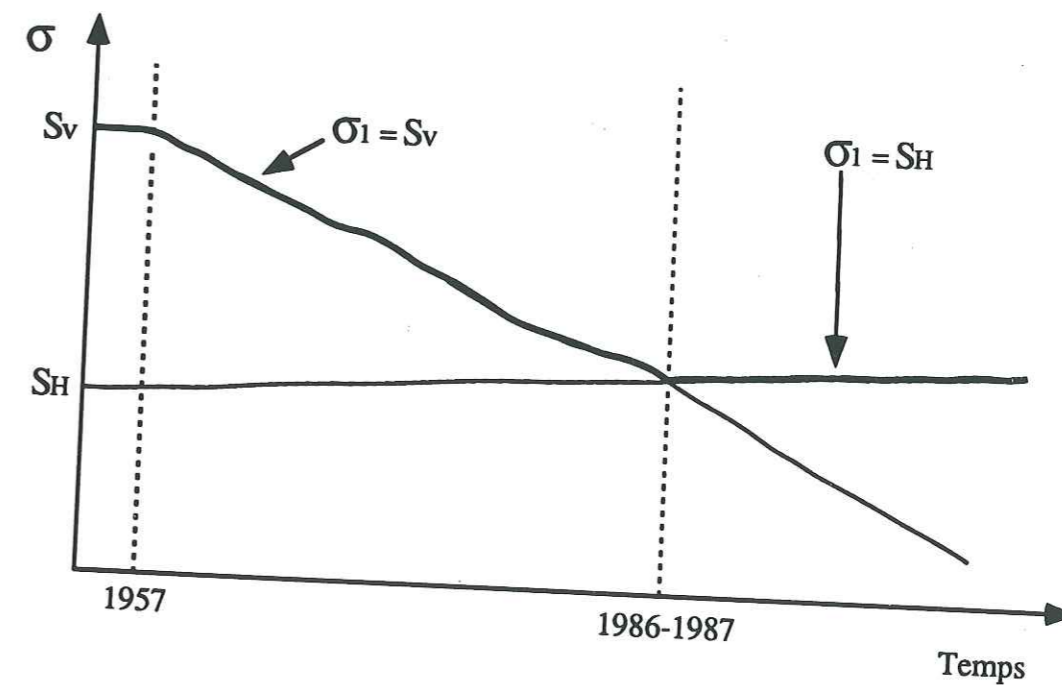


Figure III.25 : Représentation schématique de l'information contenue dans les mécanismes aux foyers sur l'évolution temporelle des contraintes autour du réservoir depuis le début de l'exploitation (1957).

CHAPITRE IV

ETUDE DE LA RELATION FREQUENCE-MAGNITUDE :  
APPLICATION A LACQ

#### IV ETUDE DE LA RELATION FREQUENCE-MAGNITUDE : APPLICATION A LACO

Le coefficient b est déduit à partir de la relation fréquence-magnitude (Gutenberg and Richter, 1949) :

$$\text{Log } N = a - bM$$

avec N : nombre de séismes de magnitude supérieure ou égale à M,  
a, b : constantes

Cette loi empirique indique une décroissance du nombre de séismes de façon logarithmique lorsque la magnitude augmente (c.-à-d. les séismes semblent respecter une loi d'échelle). La constante a donne une indication sur le niveau régional de sismicité (Turcotte, 1989). Le coefficient b a une valeur souvent proche de 1 mais peut varier dans l'intervalle [0.6-1.3].

De nombreuses observations ont montré une diminution du facteur b avant un séisme important. C'est pourquoi cette décroissance est souvent considérée comme un signe précurseur d'une activité sismique imminente. Des études effectuées en laboratoire sur des échantillons de roches ont montré que l'on obtenait des relations fréquence-magnitude similaires à celles obtenues pour la sismicité naturelle. Ces relations ont été obtenues en enregistrant l'émission acoustique produite lors de la mise sous contrainte d'éprouvettes de roches (ouverture/fermeture de microfissures). Ces études ont permis de tester différents paramètres liés aux matériaux ainsi qu'aux conditions expérimentales pour comprendre le comportement du coefficient b.

Mogi (1967) a montré que les variations de b en laboratoire seraient dues aux hétérogénéités du matériau étudié. Cependant, Scholz (1968) a repris le même type d'expérience sur éprouvettes et d'après ses résultats b serait négativement corrélié à la contrainte appliquée sur l'échantillon. De récentes études (Sammonds *et al.*, 1992) ont montré expérimentalement que c'est le facteur d'intensité de la contrainte (K) plutôt que la contrainte ( $\sigma$ ) qui est négativement corrélié à b. Ce facteur d'intensité de contrainte dépend à la fois de la contrainte et de la longueur de rupture de la fissure.

Toutes ces études en laboratoire ne peuvent malheureusement pas être vérifiées dans le cas de la sismicité naturelle. Un problème de conditions aux limites et de quantification des paramètres se pose immédiatement. En effet, nous ne savons jamais exactement quelles limites géographiques considérer afin d'avoir un ensemble spatial homogène de séismes. De même pour le temps, il est nécessaire d'avoir un intervalle temporel suffisamment important pour enregistrer toute la sismicité, c'est à dire d'avoir tous les séismes importants afin que la relation fréquence-magnitude soit linéaire. De plus, il est difficile d'avoir des quantifications de certains paramètres comme l'évolution de la contrainte.

Le cadre de Lacq est particulièrement intéressant pour vérifier les résultats obtenus expérimentalement. En effet nous nous situons dans le cas présent à une échelle intermédiaire entre la tectonique à grande échelle et les expériences de laboratoire. Nous pouvons considérer que nous travaillons sur un objet bien défini (conditions aux limites connues) à l'intérieur d'un volume de  $10 \times 10 \times 10 \text{ km}^3$ . La sismicité a été enregistrée sur une période de 20 ans (1000 événements,  $1.0 \leq M_l \leq 4.2$ ) dans une région considérée comme aiséismique auparavant (Grasso and Wittlinger, 1990). Des mesures de subsidence ont montrées un affaissement maximum de 6-7 cm au centre du gisement (Grasso *et al.*, 1985).

Outre les structures géologiques, les paramètres liés à l'exploitation du gisement (production, mesures de pression ...) sont parfaitement connus et donnent des indications sur l'évolution temporelle des contraintes à l'intérieur du réservoir.

L'objectif de cette étude a été de vérifier si, dans le cadre d'une échelle intermédiaire, on retrouvait les mêmes conclusions qu'en laboratoire.

Les résultats obtenus sont en désaccord avec les lois déduites des expériences de laboratoire sur échantillons. Ni les changements de contraintes, ni la migration de sismicité dans des milieux de natures différentes n'ont pu expliquer les variations temporelles du coefficient b.

Il existe cependant une différence majeure entre notre objet et les échantillons de roches liée à la présence de glissements aiséismiques sur des failles préexistantes (Grasso *et al.*, 1991). Dans les expériences sur échantillons de roches l'émission acoustique est principalement observée après que la déformation élastique soit terminée. Il n'est donc pas possible de caractériser l'aiséismique expérimentalement. Il paraît ainsi difficile de comprendre le processus créant les instabilités sismiques uniquement à travers l'étude du coefficient b si l'on ne prend pas en compte les déformations aiséismiques, mais aussi les variations des propriétés mécaniques des roches en cause. Le gisement de Lacq est un milieu hétérogène et sa composition varie dans le temps (extraction de gaz qui est un élément constitutif des roches), alors qu'en laboratoire c'est toujours le même matériau qui est plus ou moins fracturé.

b-VALUE, ASEISMIC DEFORMATION AND BRITTLE FAILURE WITHIN AN ISOLATED GEOLOGICAL OBJECT : EVIDENCES FROM A DOME STRUCTURE LOADED BY FLUID EXTRACTION

Philippe Volant<sup>1</sup>, Jean-Robert Grasso<sup>1</sup>, Jean-Luc Chatelain<sup>1,2</sup> and Michel Frogneux<sup>3</sup>

**Abstract.** Studies of b-values are usually performed either at rock sample scale (laboratory experiments) or at crustal scale (earthquakes). But interpretations at crustal scale are extrapolated from small scale experimental laws with well defined boundary conditions, to a larger object with no clear boundary conditions. We examine variations of the b-value in time and space at spatial ( $10 \times 10 \times 10 \text{ km}^3$ ) and temporal (20 years) scales intermediate between laboratory analyses and tectonic processes, in a dome structure that is an isolated geological object with defined boundaries and known geomechanical properties. Seismic activity (about 1000 events with magnitude  $\leq 4.5$ ) and aseismic displacements (6-7 cm of cumulative subsidence) have been induced by gas extraction in an area where no displacement had previously been reported. We find no agreement between temporal variations in b-values and results from laboratory experiments : there is no correlation between b-values and stress histories, nor between b-values and the spatial migration of seismicity. Aseismic slips introduce anomalies in b-value behaviour when seismic instabilities are a second order process compared to the whole deformation. These observations imply that when changes in b values have been used for earthquake forecasting, false alarms can be explained by the occurrence of aseismic displacement.

Introduction

In b-value studies made using acoustic emission (AE) in laboratory experiments the characteristic parameters (degree of sample homogeneity, stress increase, space - time development of microfractures, size of microfractures, etc.) are known. In natural conditions it is difficult, even impossible, to have a precise knowledge of these parameters, because the size of the studied object cannot be clearly defined. Forecasting of major events using changes in b-values are thus either empirical or ineffective.

For earthquakes, the frequency of occurrence is a log-linear function of the magnitude [Gutenberg and Richter, 1949], corresponding to a power-law distribution of seismic moment or fault length. Mogi [1962, 1985] found the same frequency-magnitude relationship for microcracks as for earthquakes. Mogi [1980] and Hirata [1987], investigating b-values of microcracks in rock samples, noted that the b-value decreases before macroscopic failure caused by a constant or even a decreasing external stress.

Scholz [1968] repeated Mogi's initial laboratory experiments on rock deformation, using a larger frequency range, and showed that b-value is inversely proportional to the stress applied to the rock sample. A study of b-values in the Denver hydrocarbon field by Wyss [1973] local earthquakes in the vicinity of a water injection well, is consistent with Scholz's results [1968].

<sup>1</sup> Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique  
<sup>2</sup> Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer  
<sup>3</sup> Institut de Physique du Globe de Strasbourg

Copyright 1992 by the American Geophysical Union.

Paper number 92GL01074  
0094-8534/92/92GL-01074\$03.00

McGarr [1976] using magnitude-frequency relationship of mine tremors argued that there is no simple correlation between b-value and stress changes up to 100 bars. He suggested that a change of 500 bars or more would be necessary to obtain significant results in his case study.

Main *et al.* [1990] show that b-values in laboratory experiments is anticorrelated to stress intensity K [e.g., Lawn and Wilshaw, 1975], which combines stress and crack length. They propose that it is a critical value of K rather than that of the stress which determines the rupture time, using a damage theory based on fracture-mechanics.

In this paper we study a cluster of seismicity located in a place that was historically aseismic before the beginning of a perturbation in the stress field due to gas extraction. The gas field is located 30 km north of a regional area of seismicity defining a narrow east-west strip along the North Pyrenean Fault. Spatial and temporal distributions of earthquakes in the gas field are correlated with the gas field deformation and pressure history [Grasso and Wittlinger, 1990]. Because of the gas extraction, the underground geomechanics is well known (boreholes associated with oil and gas exploration, seismic profiles, preexisting faults, effective stress variations deduced from gas pressure drop, etc.). All these data create a situation close to laboratory experimental conditions, but on a larger scale. We analyse spatial and temporal variations in b-values behaviour during a 17-year period (1974-1990) and test the models discussed above at an intermediate scale between laboratory experiments and regional crustal observations.

Space-time Patterns of Stress and Induced Seismicity

Seismicity began in the Lacq gas field in 1969, 10 years after gas extraction started. No historic seismicity had been reported here for at least several centuries [Grasso and Wittlinger 1990]. The local induced seismic activity is well defined, 30 km away from the strip of the regional seismicity in the Western Pyrenees. The hypocenter distribution of induced events, deduced from the local seismic network operating since 1974, confirms that there is no seismically active zone connecting seismicity induced by fluid extraction in the Lacq area and that occurring on the North Pyrenean Fault system. The envelope of the induced hypocenter locations mimics the dome structure within the gas reservoir stand [Grasso and Wittlinger, 1990 ; Guyoton *et al.*, 1992]. All these observations allow us to consider the  $10 \times 10 \times 10 \text{ km}^3$  volume defined by the envelope of the induced seismicity as acting as a closed system. This assumption is enhanced by the results obtained from numerous levelling profiles conducted in the area [Grasso and Feignier, 1990]. These profiles exhibit a subsidence of few centimeters correlated in both space and time with the gas pressure drop (Figure 1), implying that the regional deformation is elastic to first order. At a smaller scale Grasso *et al.* [1991] have shown that the behaviour of the subsidence is consistent with aseismic slip on three major faults. The sizes of the induced seismic sources, estimated by spectral analysis of seismic waves, show that seismic instabilities have only a second order effect on the displacement (maximum dislocations < 2 centimeters, maximum radius < 300 meters) [Feignier and Grasso, 1992].

Two phases of seismic activity have been observed. From 1974 to 1982 most of the seismic activity occurred within the stiffest part of the overburden, with highly diffuse locations (Figure 2a) [see also Grasso and Wittlinger, 1990]. Since

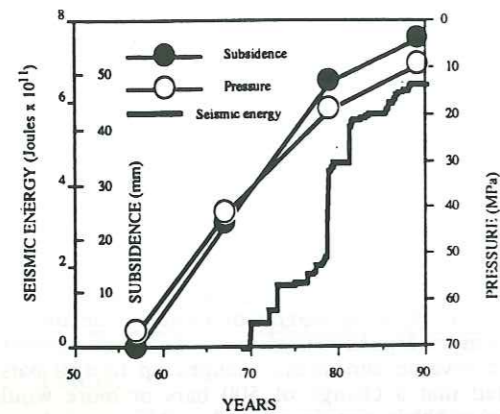


Fig. 1 : Temporal evolution of seismic energy, subsidence and gas pressure drop, since the beginning of gas extraction (1957). Subsidence is the maximum displacement measured at the top of the subsidence bowl. Gas pressure drop is averaged over several wells with a standard deviation  $\leq 1$  MPa.

1983, deep events have occurred below the reservoir and are more organized on large preexisting faults, defining several clusters (Figure 2b) [see also Guyoton *et al.*, 1992].

The forces applied at the boundaries of such a system are (1) tectonic forces and (2) gas reservoir pressure. Over a time scale of tens of years, we consider that tectonic forces are constant and that possible earthquake after-effects of regional seismicity are short-period phenomena [Grasso *et al.*, 1992]. Thus, the main perturbation of the medium over the 30-year time period of this study has been induced by the pore pressure decrease of the gas reservoir.

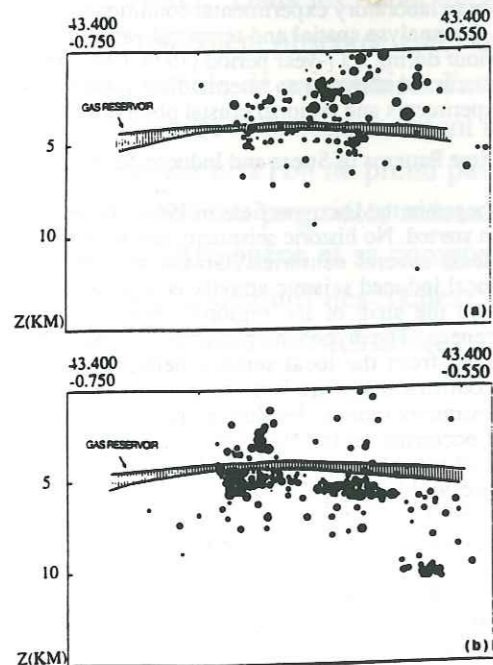


Fig. 2 : Temporal evolution of seismicity across the gas field. The events are plotted on vertical cross-sections. The coordinates of the end points of the cross section are indicated on both ends of the figure. (a) Activity from 1976 to 1982, [data from Grasso and Wittlinger, 1990]; (b) Activity from 1983 to 1989, [data from Guyoton *et al.*, 1992]. The distribution of the seismicity is diffuse during the first time period, while clusters appear during the second time period.

Stress changes in the overburden, as well as within the bed below the reservoir, were modeled using poroelastic stressing by Segall and Grasso [1991]. The basic result is that stress changes outside the reservoir (where seismic instabilities occur) are proportional to the pore pressure drop within the gas reservoir itself, despite the fact that there is no direct fluid connection between the reservoir and the overburden. The same critical stress threshold is necessary to explain both the rupture above and below the reservoir, except that due to the free surface a time delay to reach this threshold is two times smaller above the reservoir than below it. The calculated change in shear stress, which triggered shallow seismic activity in 1969 and deeper activity in 1983, is in both cases less than 1 MPa. Even if such stress changes are small, they are of the same order of magnitude as those recognized to drive seismic instabilities in the neighbourhood of artificial water reservoir [Roeloffs, 1988].

#### Study of the magnitude frequency relationship

Since 1974, when a local network was installed, we have observed induced seismic activity and computed b-values in order to understand its physical meaning at a scale intermediate between (1) laboratory measurements on rock core samples, where each parameter is controlled, and (2) a large tectonic area where boundary conditions are difficult to isolate. The Lacq local network has operated continuously with only one interruption between July 1979 and December 1979. Starting in 1974, 4 stations were installed and 5 more stations were added between 1974 and 1979. Between 1974 and 1990, about 1000 induced events were detected with a local magnitude ranging from 1.0 to 4.2. Seismicity during the period 1974-1979, in numbers of both low and high magnitude earthquakes, was higher (while the network was smallest), than since 1979 (complete network). We can thus assume that during the first period no significant events were missed. The cutoff magnitude determined by the log-linear portion of the discrete frequency magnitude plot is 1.7 (Figure 3). About 500 events are selected according to this criteria.

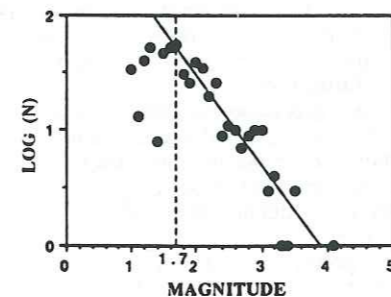


Fig. 3 : Discrete frequency distribution of magnitudes. The dotted line shows our cutoff magnitude ( $M = 1.7$ ).

As we have a magnitude range spanning less than 2 units, we used the general maximum likelihood estimation of b, where  $b = b/\log 10$  [e.g., Page, 1968] :

$$b = \log_{10} \left[ \frac{m_{\min} - m_{\max} e^{-b(m_{\max} - m_{\min})} - 1}{1 - e^{-b(m_{\max} - m_{\min})}} \right]$$

We calculated the b-value using windows of N events. Windows of N events was preferred to windows of N months in which the difference in the number of events would give heterogeneous results because the seismic activity was not steady. We computed variations in b-values using several windows (between 60 and 100 events) and different increments (between 1 and the window value). Despite some high frequency variations, the general trend is the same. The smoothest variations in b-values were obtained with a window of 87 events. As we are interested in long term b-value variations, we chose this value for the study. Two distinct stages in the behaviour b-value are observed (Figure 4a and

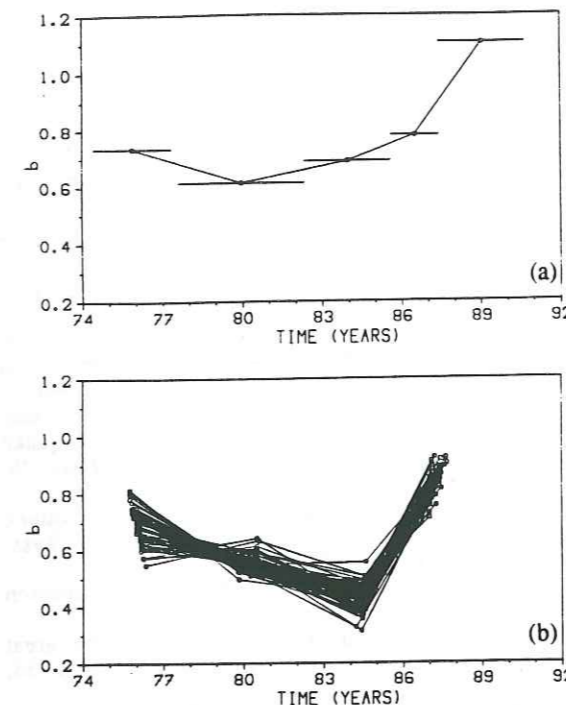


Fig. 4 : Temporal b-value evolution from 1974 to 1990. (a) using a window of 87 events, with an increment of 87 events. Horizontal bars represent the time necessary to obtain a sample of 87 events. (b) using a window of 87 events, with an increment of 87 events. The range of uncertainty on the magnitude is  $\pm 0.1$ . To obtain the slope b, we added a random value ranging from -0.1 to 0.1 to the magnitudes.

Figure 4b) : a decrease between 1974 and 1982 followed by an increase from 1983 to 1990. The goal of this paper is to relate the b-value variations to the local stress and seismicity history.

#### Discussion

The Lacq gas field area is considered as a well defined geological object, at a scale intermediate between a rock sample and a tectonic feature, with well defined boundaries and a recent seismological history. In this geological object five facts are observed : (1) a decrease of b-values between 1974 and 1982, followed by an increase from 1983 to 1990 ; (2) a decrease of the gas pressure between 1974 and 1990 that drives the induced stresses in rock above and below the gas reservoir, according to poroelastic stressing [Biot, 1941; Segall and Grasso 1991]; (3) a migration of the seismicity in depth starting in late 1982 - early 1983 ; (4) a change in hypocenter distribution, from diffuse to clustered and (5) a continuous subsidence starting in the 60's correlated with pressure drop, i.e. to stress increase. Mechanical modeling using the boundary elements technique shows that the shape of the subsidence profile can be controlled by aseismic slips on pre-existing faults [Grasso *et al.*, 1991].

Observations (1) and (2) are inconsistent with Scholz's [1968] observations, which predict a continuous decrease of b-values with monotonically increasing stress. A possible explanation is that the stress increase is too small, although it is big enough to trigger and to sustain seismicity. There is thus a paradox : the motor of induced seismicity is pressure change (i.e. stress), but the observed b-value variations are not correlated to this key parameter.

As we observed a migration in the depth of the seismicity (observation 3), we have computed b-values separately for events located above ( $z < 5$  km) and below the reservoir ( $z > 5$

km). The differences between each data set are not significant. The observed b-value variations of the two data subset and that observed from the whole data set are the same. Thus, the contrast in geomechanical properties of rock matrices located above and below the reservoir, within which seismic fractures occur, does not affect the b-value. This is in contradiction to studies on rock samples [e.g. Mogi 1962, 1985], as well as Talwani's [1981] interpretation of b-values from earthquakes around an artificial reservoir, based on differences in rock properties.

Thus, given the first 3 observations, neither the increase of effective stress nor the rock mechanical properties can explain the temporal change in b-value behaviour.

The space-time evolution of the distribution of hypocenters exhibits two patterns (observation 4). During the first period (1974-1982), the seismicity is diffuse with neither aftershocks nor clustering, although the more energy is released during this period than later. In the second period (1983-1990) most of the seismicity is concentrated in several clusters. This change can be interpreted as pre-coalescence or coalescence of cracks. This process would imply a strong decrease in b, as predicted by studies of rock samples [Main *et al.* 1990]. This is opposite to what we observed.

Thus, the variations in b-values that we observed do not support published models obtained from rock mechanics experiments : we find no correlation with stress or stress intensity factor changes, nor with rock property changes. Nevertheless recent laboratory results [Main, personal communication 1992] propose that an increase in b-value might be associated with stable crack coalescence during experiments on wet core samples. They observed a stable b-value increased during crack coalescence and associated strain softening, due to a controlled drop in pore fluid pressure because of dilatant microcracking. The other difference between rock sample experiments and our study (the main difference is these variations in b-value) is the aseismic subsidence (observation 5) occurring simultaneously with seismicity [Grasso *et al.*, 1991], while in rock mechanics experiments, acoustic emission from microcracks is mainly observed after elastic deformation is completed. Moreover, the subsidence is correlated with stress changes (figure 1) and accounts for a large part of stress release in the gas field area [Grasso and Feignier, 1990]. This could explain the discrepancies in b-value behaviour between rock experiments and our study. b-value variations alone would be insufficient to understand seismic instabilities because it does not include aseismic events, as also proposed, at a larger scale, by Robinson [1979]. In some case study b-value variations, deduced from seismic instability studies, a major event is predicted, but if this event is aseismic, a false prediction might result. On the other hand, when foreshocks of large seismic events (earthquakes) are mainly aseismic processes (slow and silent earthquakes), the b-value variations are inefficient to predict this kind of instability.

#### Conclusion

Our study of b-value behaviour of induced earthquakes within an isolated geological object shows that laws deduced from rock sample experiments fail to explain our observations. Neither stress changes, although they trigger the seismicity, nor migration of seismic activity control b-value changes. A key factor to explain these discrepancies is the simultaneous occurrence of both aseismic slips and earthquake fractures. Depending of the mechanical behaviour of the studied area we can observe either aseismic foreshocks of earthquakes or earthquake fractures as foreshocks of large aseismic instabilities.

On the basis of both Scholz's report [1968] and observations of b-value decrease prior to large earthquakes [e.g. Suyehiro *et al.*, 1964 ; Li *et al.*, 1978], changes in b-values have been proposed as a precursor of major earthquakes, although



correlation between b-value variations and occurrences of large earthquakes is not always observed. b-value interpretations for earthquake processes using results of rock sample analyses remain ambiguous if only stress interpretation is used, except of specific cases [e.g. Wyss, 1973]. In particular, false alarms of main earthquakes might be explained by occurrence of a main aseismic event. Therefore, in order to use variations in b-values to forecast major earthquakes in regions where significant aseismic deformation takes place, we should somehow include aseismic slip, slow earthquakes etc. in b-value calculations and certainly monitor other parameters ( $Q^{-1}$ , which seems more simply related to creep than the b-value [Sato 1988; Jin and Aki, 1989]).

In our case study we now observe a clustering of seismicity, a decrease of seismic energy release and a locking of subsidence. From a classical seismological point of view this information can lead to a forecast of a major event. The question remains whether we know if the event will be seismic or aseismic. In addition, this information can be interpreted to forecast the end of gas production. In any case, the social and economical impact of these phenomena will be important : for instance for anticipating the shearing of wells in the first case (seismic or aseismic slip within the area where boreholes are situated), and for anticipating termination of the gas production and its social impact in the second case.

**Acknowledgements.** This study was supported by Université Joseph Fourier and ORSTOM. We thank Dr. Ian G. Main and two anonymous reviewers for constructive comments on the manuscript. Dr. Friedrich Heller provided very helpful editorial assistance. We thank Elf Aquitaine for permission to publish this work. The views expressed are the authors' own and not necessarily those of Elf Aquitaine.

#### References

- Biot, M.A., General theory of a 3-dimensional consolidation, *Appl. Phys.*, 12, 155-164, 1941.
- Feignier, B. and J.R. Grasso, Seismicity Induced by Gas Production: I. Correlation of focal Mechanisms and Dome Structure, *Pure Appl. Geophys.*, Vol. 134, No. 3, 405-426, 1990.
- Grasso, J.R. and B. Feignier, Seismicity Induced by Gas Production: II. Lithology Correlated Events, Induced Stresses and Deformation, *Pure Appl. Geophys.*, Vol. 134, No. 3, 427-450, 1990.
- Grasso, J.R. and G. Wittlinger, Ten years of seismic monitoring over a gas field, *Bull. Seism. Soc. Am.* 80, 450-473, 1990.
- Grasso, J.R., J.P. Gratier, J.F. Gamond and J.C. Paumier, Stress diffusion triggering of earthquakes in the upper crust, *Special Issue Mechanical Instabilities in Rock and Tectonics, J. Struc. Geol.*, 1992 in press.
- Grasso, J.-R., P. Volant, D. Fourmaintraux and V. Maury, Relation between hydrocarbon extraction, local triggered earthquakes and major regional earthquakes : example of the Pyrenean area, *32nd U. S. Symposium on Rock Mechanics*, Oklahoma, 1991.
- Gutenberg, B. and C.F. Richter, Seismicity of the Earth, *Princeton Univ. Press.*, 1949.
- Guyoton, F., J.R. Grasso and P. Volant, Interrelation between induced seismic instabilities and complex geological structure, *Geophys. Res. Lett.* 19, 7, 1992.
- Hirata, T., Fractal structure of spatial distribution of microfracturing in rock, *J. Geophys. Res.* 90, 369-374, 1987.
- Jin, A. and K. Aki, Spatial and temporal correlation between coda  $Q^{-1}$  and seismicity and its physical mechanism, *J. Geophys. Res.* 94, 14041-14059, 1989.
- Lawn, B. R., and Wilshaw, T. R., Fracture of brittle solids, *Cambridge University Press, Cambridge* 1975 204 pp.
- Li, Q. et al., Time and space scanning of the b-value, *Acta Geophys. Sini.* 21, 101-124, 1978.
- McGarr, A., Dependence of magnitude statistics on strain rate, *Bull. Seism. Soc. Am.* 66, 33-44, 1976.
- Main, I.G., P.G. Meredith, P.R. Sammonds and C. Jones, Influence of fractal flaw distributions on rock deformation in the brittle field, *Geol. Soc. Spec. Publi.* 54, 71-79, 1990.
- Mogi, K., Study of the elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relations to earthquake phenomena, *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.* 40, 125-173, 1962.
- Mogi, K., Review of "Rock friction and earthquake prediction" edited by J. D. Byerlee and M. Wyss. *Tectonophysics*, 65, 378-379 1980.
- Mogi, K., Earthquake prediction, Earthquake Research Institute University of Tokyo, *Academic Press*, 1985.
- Page, R., Aftershocks and microaftershocks of the great Alaska earthquake of 1964, *Bull. Seism. Soc. Am.* 58, 1131-1168, 1968.
- Robinson, R., Variation of energy release, Rate of occurrence and b-value of earthquakes in the main seismic region, New Zealand, *Phys. Earth Plan. Sci.*, 18, 209 - 220, 1979.
- Roeloffs, E. A., Stability changes induced beneath a reservoir with cyclic variations in water level, *J. Geophys. Res.* 93, 2107-2124, 1988.
- Sato, H., Temporal change in scattering and attenuation associated with the earthquake occurrence - A review of recent studies on coda waves, *Pure Appl. Geophys.*, 126, 465-498, 1988.
- Scholz, C. H., The frequency-magnitude relationship of microfracturing in rock and its relationship to earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 58, 399-415, 1968.
- Segall, P. and J.R. Grasso, Poroelastic stressing and induced seismicity near the Lacq gas field, *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 72, p. 331, 1991.
- Suyehiro, S. T. Asada, and M. Ohtake, Foreshocks and aftershocks accompanying a perceptible earthquake in central Japan, *Paper Meteorol. Geophys.* 15, 17-88, 1964.
- Talwani, P., Earthquake Prediction studies in South Carolina, in *Earthquake Prediction : An International Review, Maurice Ewing Ser. vol. 4*, edited by D. W. Simpson and P. G. Richards, 381-393. AGU, Washington D. C., 1981.
- Wyss, M., Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 31, 341-359, 1973.
- P. Volant, J.-R. Grasso, J.-L. Chatelain LGIT-IRIGM BP 53X 38041 Grenoble Cedex France.  
J.-L. Chatelain ORSTOM BP A5 Nouméa New Caledonia.  
M. Frogneux IPGS 5 rue René Descartes 67084 Strasbourg Cedex France.

(Received : March 16, 1992  
Revised : May 5, 1992  
Accepted : May 6, 1992)

## CHAPITRE V

### APPLICATION DES FRACTALES A LA COMPREHENSION DES RUPTURES SISMIQUES

corr  
larg  
inter  
sam  
is u  
part  
expl  
in o  
earth  
take  
earth  
othe  
creep  
In c  
a de  
subsi  
infor  
quest  
or as  
forec  
econ  
instai  
(seis  
situa  
produ

Ack  
Josep  
two a  
manu  
editor  
publi  
and n

Biot,  
App  
Feign  
Prod  
Struc  
1990  
Grass  
Prod  
Stres  
No.  
Grass  
moni  
473,  
Grass  
Stres  
Speci  
J. Str  
Grass  
Relat  
earth  
Pyrer  
Oklai  
Gutent  
Princ  
Guyot  
betwe  
struct

## V APPLICATION DES FRACTALES A LA COMPREHENSION DES RUPTURES SISMIOUES

### V.1 Généralités sur le concept de géométrie fractale

Mandelbrot (1967) a introduit la notion de dimension fractale en posant la question, à priori anodine, "Combien mesure la côte de la Bretagne ?". La question n'a pas de réponse évidente. En effet, dans le cas d'une côte tourmentée la longueur augmente indéfiniment lorsque l'unité de mesure diminue. Si la côte était droite la longueur serait simplement égale à la distance entre les deux extrémités.

Il est cependant possible de savoir de combien augmente la longueur côtière lorsque la longueur de l'unité de mesure utilisé diminue. En traçant le logarithme de la longueur mesurée en fonction du logarithme de l'unité de mesure choisie (figure V.1), nous obtenons une droite de pente  $1-D$  ( $D$  étant une dimension fractale, celle du front de mer, avec  $1.0 < D < 2.0$ ). Le contour des côtes est donc définie comme une courbe dont la longueur ou le périmètre  $P$  est fonction de l'intervalle de mesure  $l$  telle que :

$$P \sim l^{1-D} \quad (1)$$

Dans le cas de la Bretagne,  $D=1.25$  (longueur  $\sim$  (unité de mesure) $^{1-1.25}$ ). Une dimension fractale proche de 1.0 représentera une côte très lisse, tandis qu'une dimension fractale proche de 2.0 représentera une côte aux formes très irrégulières.

Différentes mesures de côtes ont été effectuées empiriquement par Richardson (1961, figure V.1). Ces courbes mettent en évidence la relation : longueur  $\sim$  (unité de mesure) $^{1-D}$ . Ce sont des courbes qui sont partout non rectifiables, c'est à dire qu'on ne peut en déterminer la longueur. De plus ces courbes sont non dérivables. Le cas du cercle a été traité comme s'il s'agissait d'une courbe empirique et l'on remarque bien que sa longueur devient constante lorsque l'intervalle de mesure tend vers 0, c'est à dire lorsque l'unité de mesure devient assez petite par rapport au rayon de courbure.

Les fractales définissent une structure géométrique qui se reproduit à l'infini, quel que soit le grossissement à laquelle on l'observe, c'est ce que l'on appelle le phénomène d'auto-similarité (*self-similarity*) ou d'invariance par changement d'échelle. En fait une structure est fractale si elle apparaît semblable à elle-même de près comme de loin, c'est à dire quelle que soit l'échelle. Cependant l'œil est insuffisant et une analyse plus fine est nécessaire. Tout objet fractal est défini par sa dimension fractale ( $D$ ) mesurant son degré d'irrégularité et d'interruption. Contrairement aux dimensions euclidiennes qui sont entières (0 pour un point, 1 pour un segment de droite, 2 pour un carré et 3 pour un cube, ces dimensions sont appelées dimensions topologiques), la dimension fractale peut être fractionnaire voire irrationnelle, mais elle est, dans tous les cas, strictement supérieure à la dimension topologique (Mandelbrot, 1982). Lorsqu'elle est entière, par exemple  $D=1.0$ , cela ne signifie pas forcément que nous avons une droite euclidienne ( $y=ax+b$ ), c'est une

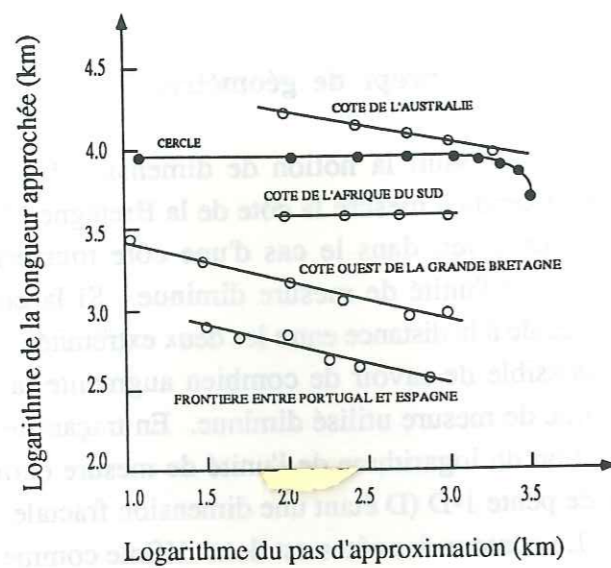


Figure V.1 : Longueurs approchées des côtes (modifié d'après Richardson, 1961).

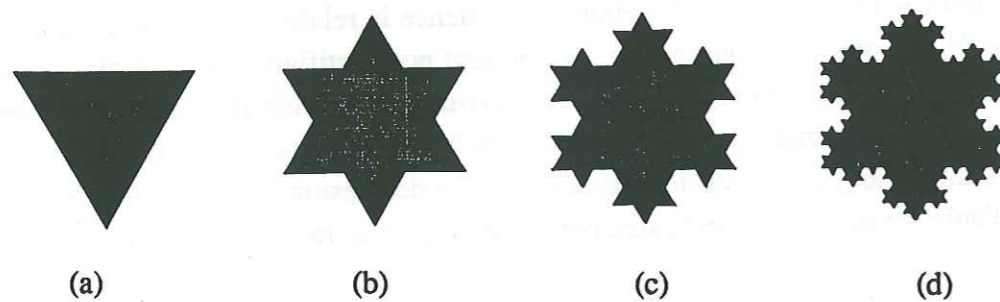


Figure V.2 : Ile triadique de Von Koch.

courbe entrant dans le domaine des courbes infiniment dérivables (Scholz and Aviles, 1986).

Une fractale "parfaite" doit exister à toutes les échelles sans limitation aucune. Dans la pratique il existe des limites physiques à l'étude des fractales : d'une part la coupure macroscopique due à la taille de l'échantillon, à la longueur de corrélation etc, et d'autre part la coupure microscopique due au pas du réseau, aux tailles moléculaires etc. Le comportement fractal de la côte de la Bretagne est limité par le niveau atomique, voire cristallin et, au niveau supérieur par la circonférence de la terre, si ce n'est par l'échelle plus petite des processus tectoniques (King, 1983).

Une autre définition du comportement fractal est donnée par la relation entre le nombre d'objets et leur taille. Pour un ensemble de données considéré, si le nombre  $N$  d'objets ayant une dimension linéaire caractéristique supérieure à  $r$  est considéré comme fractal, alors ces données doivent respecter la relation :

$$N_n = C r_n^{-D} \quad (2)$$

avec  $N_n$  le nombre d'objets de dimension linéaire  $r_n$ ,  $C$  constante de proportionnalité et  $D$  la dimension fractale.

C'est ce que l'on appelle une loi en puissance. Lorsqu'une telle loi s'applique entre le nombre et la taille d'un ensemble de données alors cet ensemble est par définition fractal.

Un des exemples les plus connus concernant la notion de dimension fractale est l'île triadique de Von Koch (1904, figure V.2). Cette courbe a la particularité de présenter un périmètre infini tout en n'occupant qu'une fraction bornée du plan.

A partir d'un triangle équilatéral de côté 1,  $N_0=3$ ,  $r_0=1$  (figure V.2 a) on divise chaque côté en trois parties égales et on y ajoute trois triangles équilatéraux de côté  $1/3$  sur les tiers centraux,  $N_1=12$ ,  $r_1=3$  (figure V.2 b). En réitérant ce processus un nombre infini de fois on obtient la courbe triadique de Von Koch. A la première étape (figure V.2 a), le triangle a un périmètre de 3, il passe à 4 pour la seconde étape puis, pour  $n$  itérations nous avons un périmètre de  $3 \cdot (4/3)^n$ . Nous retrouvons ainsi la notion de longueur infinie pour la côte de Bretagne. Pour une itération donnée, la courbe obtenue n'est pas strictement une fractale mais une "préfractale" (Mandelbrot, 1982). Une fractale est l'objet mathématique obtenu comme étant la limite de la suite des préfractales lorsque le nombre d'itérations  $n$  tend vers l'infini. Cependant, dans le langage courant l'assimilation est souvent faite entre fractales et préfractales.

La dimension topologique du périmètre de la figure V.2 est égale à 1, qu'en est il de sa dimension fractale ? A partir de (2) nous obtenons :

$$D = \frac{\log C - \log N}{\log r} \quad (3)$$

Avec, dans le cas de la figure V.2 b,  $N=12$  (nombre de segments divisant les 3 côtés du triangle),  $r=1/3$  (longueur de chaque segment) et  $C=3$  (cas du triangle), il vient  $D \approx 1.26$ . Le résultat est bien évidemment identique avec les figures V.2 c et V.2 d.

Du point de vue de la mesure, cette courbe se comporte donc comme un objet intermédiaire, trop compliqué pour être mesuré comme une longueur, et pas assez "plein" pour l'être comme une surface. De plus, nous pouvons remarquer que le phénomène d'auto-similarité est bien respecté, le triangle origine se retrouve par changement d'échelle, avec un rapport de similarité égal à  $1/3$  entre les différentes étapes.

Le fait que l'on puisse déterminer la dimension fractale pour un signal caractérise le fait que ce signal est soit aléatoire soit chaotique. Un signal aléatoire est prévisible mais non déterministe, c'est à dire qu'on ne peut le représenter en équation. Par contre, un signal chaotique est imprévisible mais déterministe. Si l'on essaye de calculer la dimension fractale d'un signal aléatoire, on trouvera la dimension topologique qui lui est associée. Par exemple, si l'on veut calculer la dimension fractale d'un ensemble de points distribués aléatoirement dans l'espace, on trouvera une dimension de 3, qui est la dimension topologique de l'espace, tandis que pour une distribution chaotique de points dans l'espace, on trouvera une dimension fractale  $D$  telle que :  $2 < D < 3$ .

Contrairement à la dimension euclidienne habituelle, il existe plusieurs dimensions fractales (liées à des comportements fractaux différents) qui ne sont pas formellement équivalentes et qui, de plus, conduisent à des valeurs numériques différentes dans des cas concrets. Certaines définitions de la dimension fractale sont plus sensibles à la connectivité intrinsèque de l'objet, d'autres à la façon dont cet objet est immergé dans l'espace ambiant ... Ces questions interviennent dans la description de phénomènes variés tels que la percolation, la turbulence, les polymères ... (Bergé *et al.*, 1984).

Jusqu'à présent, deux dimensions fractales sont principalement utilisées en Sciences de la Terre :

- la dimension de Hausdorff-Besicovitch (appelée aussi dimension de capacité ou dimension de recouvrement),
- la dimension de corrélation.

La dimension de corrélation ( $D_c$ ) fixe la limite inférieure de la dimension de Hausdorff-Besicovitch ( $D_{HB}$ ) :  $D_c \leq D_{HB}$ . Dans tous les cas ces dimensions sont strictement supérieures à la dimension topologique.

Le coefficient  $b$  (donné par la relation entre le logarithme du nombre d'événements en fonction de leur magnitude (Gutenberg and Richter, 1949)), est parfois considéré comme une dimension fractale. On ne peut cependant pas faire cette considération car une dimension fractale doit toujours être inférieure à 3 (du fait de la notion de géométrie); or le coefficient  $b$  peut en théorie être supérieur à 3.

Le calcul du coefficient  $b$  est trivial, ce qui n'est pas le cas des deux autres dimensions dont nous donnons ci-dessous un bref aperçu de la méthode de calcul.

## V.2 Calcul des dimensions de Hausdorff-Besicovitch et de corrélation

### V.2.1 Dimension de Hausdorff-Besicovitch

La méthode des boîtes (*box-counting algorithm*; Barnsley, 1988) consiste à envelopper l'objet étudié par des cubes de dimensions de plus en plus petites. Un cube sera ensuite pris en considération s'il contient au moins un point. On trace ensuite le logarithme du nombre de cubes possédant au moins un événement en fonction du logarithme de la taille des cubes. La pente de la droite obtenue donnera la dimension fractale. Cette dimension est identique à celle définie par Aki (1981). Si l'on travaille dans le cas bidimensionnel (pour le cas des épacentres par exemple), il suffit de remplacer les cubes par des carrés afin de recouvrir l'objet, et si l'on travaille dans le cas unidimensionnel, on retombe dans le cas de la mesure de la côte de la Bretagne avec des segments de plus en plus petits recouvrant la courbe. Cette dimension apporte des renseignements sur la géométrie de l'objet étudié. Elle permet par exemple de dire si une faille est très complexe lorsque la dimension est comprise entre 2.5 et 3.0 (nombreuses hétérogénéités distribuées sur la faille) où alors si la faille est suffisamment lisse, on trouvera une dimension comprise entre 2.0 et 2.5 (Brown and Scholz, 1985).

### V.2.2 Dimension de corrélation

La méthode de l'intégrale de corrélation a été développée par Grassberger (1983). Elle consiste, lorsque l'on a un ensemble de points, à prendre les points un par un puis de calculer la distance euclidienne entre cet événement et tous les autres. Cette méthode de calcul relatif permet de s'affranchir des problèmes de localisation exacte pour l'étude des séismes (Kagan and Knopoff, 1980); la distribution spatiale des galaxies a d'ailleurs été traitée de façon similaire (Fry and Peebles, 1978). On dispose ainsi d'un ensemble de distances comprises entre un minimum et un maximum. La distance minimale correspond à la distance entre les deux points les plus proches de l'ensemble de données et inversement pour la distance maximale. On peut alors visualiser le nombre d'événements en fonction de leurs distances d'éloignement sur un diagramme log-log (loi en puissance équivalente à (2)). On obtiendra ainsi, en faisant passer une droite à travers les points obtenus, la dimension fractale de corrélation qui est la pente de cette droite. Cette dimension est toujours légèrement inférieure à la dimension de Hausdorff-Besicovitch (Grassberger and Procaccia, 1983).

L'avantage de la seconde méthode est qu'elle présente une facilité et un gain en temps de calcul plus importants que la méthode des boîtes. De plus, et dans le cas de Lacq cela est primordial, elle n'a pas besoin de beaucoup de points pour assurer une stabilité dans le calcul (on peut parler de centaines de points) contrairement à la méthode des boîtes (Grassberger and Procaccia, 1983). La méthode des boîtes a été utilisée par Sadvovski *et al.* (1984) pour étudier la dimension fractale de la sismicité, mais dans leur

cas, ils ont pu l'appliquer car leur étude a porté sur un ensemble de plusieurs milliers de séismes.

Dans les paragraphes suivants les dimensions fractales dont nous parlerons sont des dimensions de Hausdorff-Besicovitch, excepté dans le cas des séismes où la dimension de corrélation est la plus utilisée.

### V.3 Application des fractales à la géophysique

De nombreux phénomènes géologiques apparaissent invariants par changement d'échelle, tels que les failles, les séismes, les éruptions volcaniques, les gisements minéraux ... (Turcotte, 1992).

Cependant l'utilisation empirique de lois en puissance en géophysique était reconnue bien avant que le concept de géométrie fractale soit conçu. Un des exemples le plus connu est la loi de Gutenberg et Richter ( $\log N = a - bM$ ), relation statistique sur le nombre d'événements  $N$  en fonction de leur magnitude  $M$  (Gutenberg and Richter, 1949). Le coefficient  $b$  est un exposant déterminé à partir du nombre des séismes en fonction de leur énergie.

L'utilisation des fractales en Sciences de la Terre est apparue dans les années 80 et a permis de pouvoir quantifier les phénomènes invariants par changement d'échelle (failles, nombre de séismes en fonction de leur taille ...). Les premières études fractales ont surtout portées sur les failles naturelles ainsi que sur les expériences de fracturation sur des échantillons de roches (formation, dimension, distribution, fragmentation ...). La quantification du degré de fracturation apporte des renseignements intéressants pour les études des réservoirs d'hydrocarbures. Il existe en effet beaucoup plus de failles et de fractures dans les réservoirs que ce qui est observé sur les profils sismiques du fait de l'échelle de ces profils. Ces failles jouent un rôle important pour caractériser le réservoir, ses propriétés géomécaniques (perméabilité, percolation ...) et son comportement lors d'injections de fluides (Heffer and Bevan, 1990).

Puis il s'est avéré que la distribution spatiale des séismes pouvait avoir un caractère fractal, ce qui a permis de proposer des estimations de la structure du milieu in-situ.

De plus, l'étude de l'évolution temporelle de la dimension fractale liée à la sismicité est proposé pour la prévision sismique (sismicité induite dans les mines, Xie and Pariseau (1992)).

#### V.3.1 Failles et fractales

##### V.3.1.1 Méthodologie

Deux approches sont généralement utilisées pour étudier les complexités des failles qui résultent de déformations tectoniques :

- La première est le développement de modèles physiques basés sur les distributions hétérogènes de résistances sur un plan de faille tels que le modèle de barrières (Das and Aki, 1977; Aki, 1979) ou le modèle des aspérités (Lay and Kanamori, 1981). Dans le modèle de barrières (zones non affectées par les séismes), l'état de contraintes initial sur la faille est distribué de façon uniforme. Après le séisme, la rupture s'est propagée irrégulièrement du fait de la présence des barrières où se sont accumulées les contraintes. Cette concentration de contraintes autour des barrières non détruites pourrait constituer la source des répliques (Otsuka, 1976). Dans le modèle des aspérités (morceaux de roche présentant une grande résistance lors du glissement de la faille), des concentrations initiales de contraintes sont présentes sur ces irrégularités, bloquant ainsi la faille. Les ruptures locales sur ces endroits correspondent aux séismes précurseurs, puis les aspérités sont cassées par le tremblement de terre et la contrainte se retrouve distribuée de façon uniforme sur toute la faille (Aki, 1981).

- La seconde, purement géométrique, est basé sur le modèle fractal de Mandelbrot (1977) qui est un modèle généralisant la géométrie des systèmes irréguliers et chaotiques. Les surfaces de failles, comme pratiquement toutes les surfaces naturelles, ne sont pas continues mais fragmentées, donc non dérivables, ce qui empêche l'utilisation de la géométrie euclidienne pour leur étude et nécessite d'utiliser la géométrie fractale (Burrough, 1981). De nombreux auteurs (Gibowicz (1986) en a fait une revue) ont utilisé la méthode des fractales afin d'étudier la formation des failles liées aux séismes (voir par exemple : Gibowicz 1986; Turcotte, 1986a, 1986b, 1992; Aviles *et al.*, 1987; Dubois and Nouaili, 1989; Main *et al.*, 1990a, 1990b; Ito and Matsuzaki, 1990).

La notion d'échelle est très importante en Sciences de la Terre. Il est souvent nécessaire d'utiliser une référence telle qu'un marteau de géologue (par exemple) ou une personne afin de définir l'échelle de l'objet géologique sur une photographie. En effet, si l'on étudie la topographie des failles et fractures naturelles, on s'aperçoit que leurs dimensions peuvent varier sur un intervalle compris entre  $10^5$  m et  $10^{-5}$  m (Scholz and Aviles, 1986). Shaw et Gartner (1986) ont montré de façon convaincante ce phénomène d'invariance de la longueur de failles de cisaillement, quelque soit l'échelle choisie (figure V.3). Ils ont calculé une dimension fractale proche de 1 pour ces failles à différentes échelles.

Il y a essentiellement deux méthodes pour déterminer la dimension fractale de la trace d'une faille :

(1) La méthode dite des cercles (Okubo and Aki, 1987, d'après Mandelbrot, 1982) consiste à recouvrir l'objet étudié par des cercles dont le diamètre augmente à chaque itération. Il suffit ensuite de tracer sur un diagramme log-log le nombre de cercles ( $N$ ) utilisés en fonction de leur rayon ( $r$ ). La pente de la droite (c'est une droite uniquement si l'objet étudié a un comportement fractal) donnera ensuite la dimension fractale de l'objet (relation du type :  $N \sim r^{-D}$ ). Cette méthode est en fait dérivée de la méthode des boîtes.

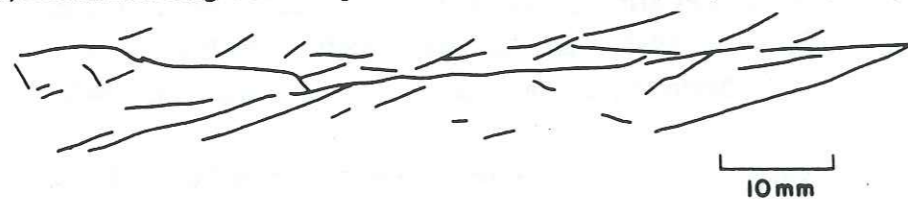
(a) Failles californiennes montrant des signes d'activités depuis 15 m.a. (Howards et al., 1978)



(b) Faille du tremblement de terre de Dasht-e Bayez, Iran (Tchalenko, 1970)



(c) Déformation d'argile dans l'expérience de cisaillement de Riedel (Tchalenko, 1970)



(d) Détail d'une expérience en boîte de cisaillement (Tchalenko, 1970)



Figure V.3 : Traces de failles de cisaillement à différentes échelles. Chaque exemple est traversé par une faille principale (d'après Shaw and Gartner, 1986).

(2) La méthode des segments utilisée par Aviles *et al.* (1987), d'après Richardson (1961) est identique à la précédente si ce n'est que l'on remplace les cercles par des segments de droite dont la taille varie.

Cette dernière méthode n'est pas applicable dans tous les cas. En effet, si la trace de la faille est discontinue, s'il y a des branches ..., il sera impossible que tous les segments soient en contact entre eux étant donné qu'il ne peut y avoir recouvrement des segments. On ne peut l'appliquer uniquement que dans le cas de profils continus. Par contre, peu importe que les cercles soient toujours contiguës lors du recouvrement de la trace de la faille ou des failles annexes.

Les auteurs ayant étudié les failles géologiques par la géométrie fractale ont observé que l'on peut déterminer une dimension fractale pour de telles surfaces, quelles que soient les échelles observées. Cette dimension fractale serait caractéristique des conditions de fracturation. Selon Turcotte (1986b), la dimension fractale (calculée entre le nombre et la longueur des failles) serait une mesure de la résistance à la fracture des matériaux, suivant le processus de fragmentation. Les matériaux préfracturés auraient ainsi une dimension fractale inférieure par rapport aux matériaux plus sains. Les zones préexistantes de faiblesse où se produisent les ruptures existent à toutes les échelles. Aux limites supérieures et inférieures de l'intervalle d'étude précédemment défini par Scholz et Aviles (1986) les surfaces sont suffisamment lissées pour que l'on puisse les traiter par la géométrie euclidienne.

#### V.3.1.2 Exemples d'application

Okubo et Aki (1987) ont mesuré la dimension fractale de la faille de San Andreas par la méthode des cercles. Ils n'ont pas utilisé l'hypothèse d'auto-similarité étant donné les différents degrés de complexité de la faille suivant les régions qu'elle traverse. Ils l'ont donc segmentée suivant son comportement sismique et ont obtenu différentes dimensions fractales "régionales" ( $1.12 \leq D \leq 1.43$ , avec  $D$  pour la faille entière de l'ordre de 1.31). Le fait d'avoir différentes dimensions fractales suivant les sections de failles étudiées ne remet pas en cause la notion de géométrie fractale. Mandelbrot (1977) considère comme tout à fait acceptable le fait d'avoir une série de zones, ayant des dimensions fractales différentes, connectées par des zones de transition.

Aviles *et al.* (1987) ont, quant à eux, déterminé la dimension fractale de la trace de la faille de San Andreas par la méthode des segments. Ils ont trouvé que la trace a un faible (mais non négligeable) comportement fractal ( $1.0006 \leq D \leq 1.0191$  suivant les compartiments de faille étudiés,  $D \approx 1.003$  pour la faille entière). De plus, ils ont montré que l'étude de la dimension fractale de la trace de la faille n'apportait pas d'informations permettant de savoir si la faille résultait d'un glissement sismique ou asismique.

Les valeurs des dimensions fractales sont très différentes entre les deux méthodes précédemment utilisées. Il faut bien voir qu'elles ne représentent pas la même chose. Okubo et Aki (1987) ont mesuré la dimension fractale du couloir de déformation, qui est

une structure beaucoup plus complexe que la trace de la faille en elle-même (mesurée par Aviles *et al.*, 1987). Les résultats de ces deux études ne sont donc pas comparables mais complémentaires. Les dimensions fractales de Obuko et Aki (1987) sont plus proches de celle de la courbe de Von Koch, qui est loin de ressembler à la trace de la faille (figure V.4). Mais, avec la méthode de recouvrement par les cercles, ils ont pris en compte toutes les zones de fracturation et de fragmentation secondaires (présence de failles satellites et de failles relais) autour de la faille principale.

La figure V.4 compare la trace de la section de Parkfield sur la faille de San Andreas avec deux courbes de Von Koch (1904). Les dimensions fractales liées à ces trois courbes sont bien différentes, ce qui montre l'importance de la définition de l'objet étudié.

Ces deux études ont révélé un fait intéressant. En effet, que ce soit par la méthode des cercles ou des segments, ces auteurs ont montré l'existence d'une distance critique lors de l'étude de la dimension fractale des segments de la faille de San Andreas. En dessous de cette distance (rayon du cercle pour Obuko et Aki (1987), longueur du segment pour Aviles *et al.* (1987)), ils ont trouvé que la dimension fractale était plus importante que pour un calcul effectué avec des cercles (ou segments) plus grands (figures V.5 a et b). Cette distance critique est comprise entre 0.3 et 1.0 km pour Obuko et Aki et entre 0.5 et 2.0 km pour Aviles *et al.*. Cette distance critique n'est pas fonction de la longueur des différents segments de faille étudiés car ces segments ont des longueurs différentes. Aviles *et al.* en ont déduit que le phénomène d'auto-similarité n'était pas respecté sur toute l'échelle de longueurs des segments. Lorsque la longueur des segments utilisés est inférieure à la longueur critique, la trace de la faille est plus irrégulière. Cela montre qu'il s'agit de deux processus physiques différents, la complexité de la fracturation n'est donc pas invariante par changement d'échelle.

Il est donc nécessaire de bien définir la gamme de distances sur laquelle les calculs de dimensions fractales vont être effectués.

Ces deux méthodes sont cependant limitées, d'une part dans le domaine des hautes fréquences par l'échelle à laquelle le relevé du profil a été fait, et d'autre part, dans le domaine des basses fréquences par la perception et la prise en compte des structures hectométriques à pluri-kilométriques par les cartographes (Okubo and Aki, 1987).

Mandelbrot *et al.* (1984) ont étudié la formation des surfaces obtenues lors de la fracturation d'un métal. Ils ont proposé que la dimension fractale de ces surfaces pouvait être obtenue en ajoutant une unité à la dimension fractale du profil de ces surfaces (un raisonnement analogue peut être obtenu pour le passage de la dimension fractale d'un volume à celle d'une surface). Les profils ont été obtenus en effectuant des coupes à travers ces surfaces. Cette relation ( $D_{\text{surface}} = D_{\text{profil}} + 1.0$ ) n'a cependant pas pu être contrôlée dans le cas des failles géologiques (il n'existe pas actuellement de méthodes pour mesurer la surface d'une faille en profondeur). Aviles *et al.* (1987) ont cependant appliqué cette relation sur leurs résultats liés à l'étude de la faille de San Andreas; ils ont

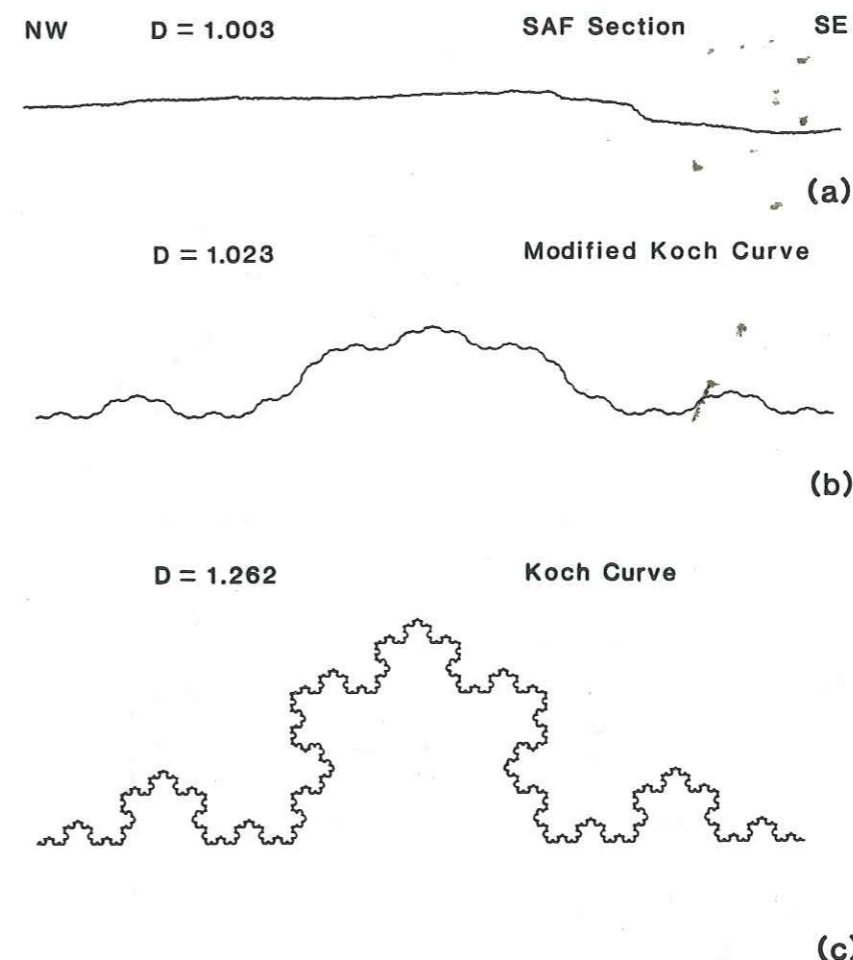


Figure V.4 : Comparaison entre différents objets et leurs dimensions fractales associées : (a) Section de Parkfield (faille de San Andreas), (b) Courbe de von Koch modifiée, (c) Courbe de Von Koch (d'après Aviles *et al.*, 1987).

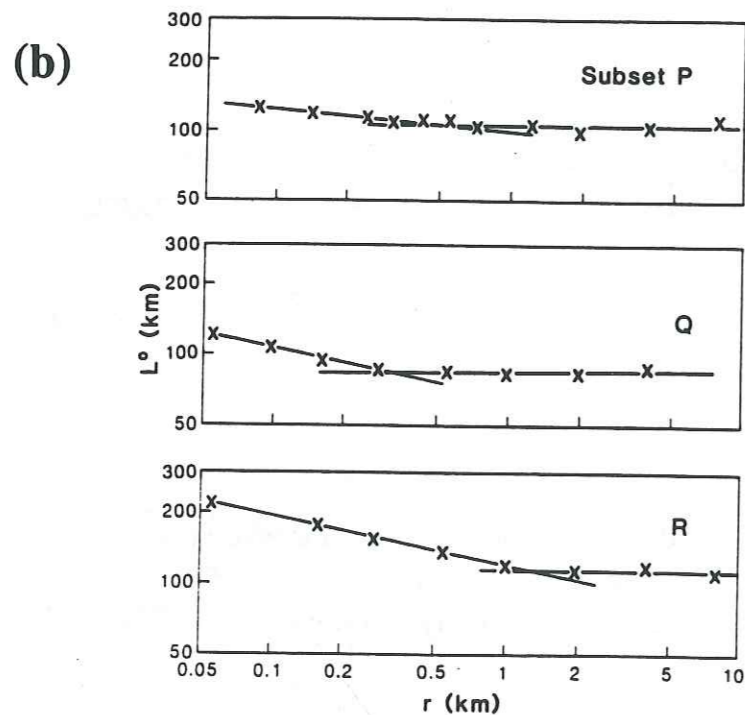
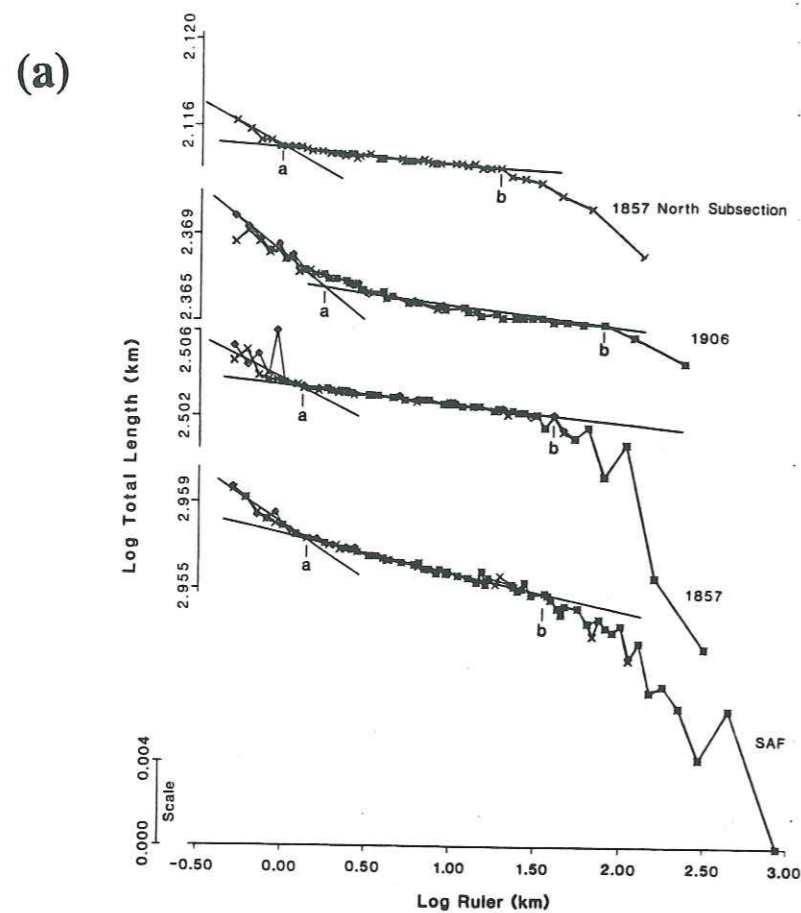


Figure V.5 : Logarithme de la longueur totale des segments de failles en fonction du logarithme :  
 (a) de la longueur des segments utilisés pour recouvrir la trace du segment de faille étudié (d'après Aviles *et al.*, 1987),  
 (b) du diamètre des cercles utilisés pour recouvrir les zones faillées associées à différents segments de faille étudiés (d'après Okubo et Aki, 1987).

ainsi obtenu une dimension de faille aux alentours de 2.003, ce qui représente une surface très lisse (une dimension fractale très proche de 2.0 représente une surface lisse, mais non nécessairement un plan ainsi que le montre la figure V.6).

Il est maintenant indéniable, d'après les exemples précédents, que les processus de fracturation et de fragmentation ont des comportements fractals. Il est donc approprié d'inclure la nature fractale des failles et des séismes dans les modèles physiques qui décrivent leur formation.

### V.3.2 Séismes et fractales

La relation de Gutenberg et Richter indique une auto-similarité (coefficient  $b$ ) entre la fréquence des événements et leur magnitude (la taille ou la magnitude des séismes est uniquement fonction de la longueur des failles (Hanks, 1979)). Le coefficient  $b$  donne en fait une information sur la taille des séismes. Cela a été vérifié sur différentes échelles de fracturation, de la microfracturation sur échantillons en laboratoire jusqu'aux tremblements de terre importants (Mogi, 1962; Aki, 1981; King, 1983). Il a cependant été remarqué que le comportement du coefficient  $b$  pouvait changer selon que l'on considérait des petits ou des gros séismes (non auto-similarité entre les petits et les gros (Scholz, 1982; Shimazaki, 1986)).

Deux modèles sont actuellement proposés afin d'expliquer la loi fréquence-magnitude des séismes (Turcotte, 1989) :

- Le premier suppose une répartition fractale des failles en associant à chaque faille un séisme caractéristique : les petits ont lieu sur les petites failles et les gros sur les failles plus importantes.
- Le second suppose une distribution fractale des séismes sur chaque faille, cette répartition n'impliquant pas forcément une structure fractale des failles.

Les nombreuses observations effectuées sur les failles et leurs formations postulent plutôt en faveur de la première hypothèse.

On peut envisager de façon raisonnable que chaque faille a un tremblement de terre caractéristique et qu'une distribution fractale de ces séismes caractéristiques implique donc une distribution fractale des failles (Turcotte, 1992).

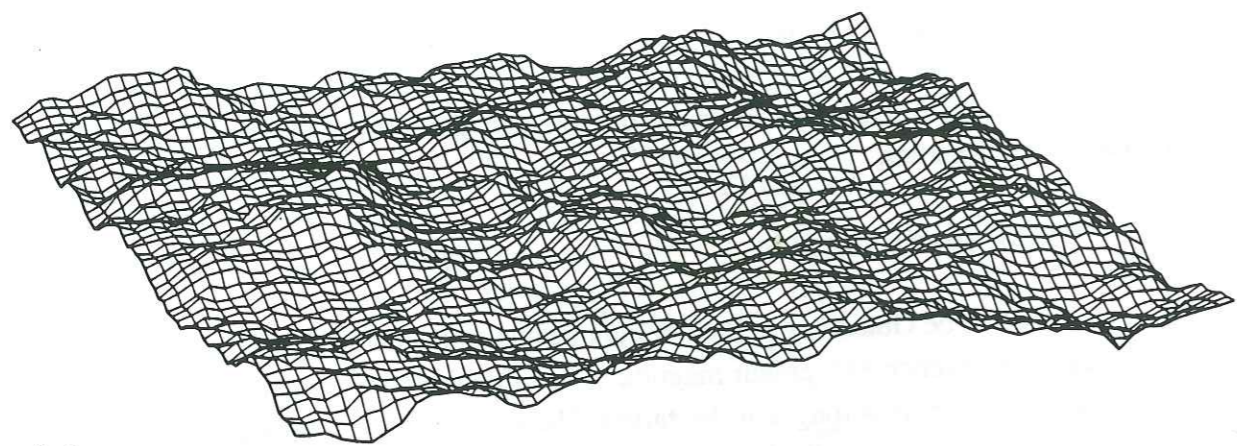
Aki (1981) a proposé un moyen d'estimer la dimension fractale spatiale d'une faille à partir du coefficient  $b$  déduit de la loi fréquence-magnitude :  $D = 3b/c$ , avec  $c$  la pente de la droite  $\log(\text{moment})$  en fonction de la magnitude.

Pour cela il est parti des trois formules suivantes :

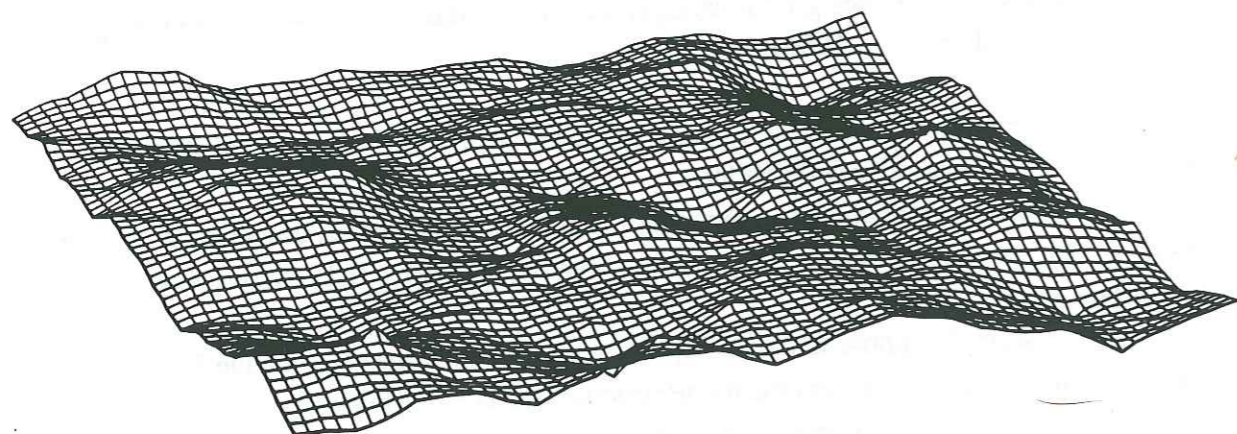
$$\text{Log}(N) = a - bM \quad (4)$$

N nombre d'événements, M magnitude (Gutenberg and Richter, 1949)





(a)



(b)

Figure V.6 : Exemple de surfaces fractales générées par les mêmes données aléatoires et ayant des dimensions fractales différentes :  
(a)  $D=2.5$ , (b)  $D=2.0$  (d'après Brown, 1987).

$$\text{Log}(M_0) = cM + \text{constante} \quad (5)$$

$M_0$  moment sismique,  $M$  magnitude (Randall, 1973)

$$\text{Log}(M_0) = f \text{Log}(r) + \text{constante} \quad (6)$$

$M_0$  moment sismique,  $r$  rayon de la source (Hanks and Wyss, 1972)

A partir de ces trois relations, il est arrivé à :

$$N \sim r^{\frac{-fb}{c}} \quad (7)$$

Il a ensuite déduit à partir d'observations que le moment d'un tremblement de terre est proportionnel à la longueur de faille au cube et que les petits séismes sont générés par la rupture lors d'événements sismiques importants (modèle de barrières). Il est cependant nécessaire de noter que Shimazaki (1986) a obtenu différentes relations entre le moment et la longueur de la faille pour des données observées ( $M_0 \sim L^3$  pour les petits séismes, mais  $M_0 \sim L^2$  pour les séismes importants). En prenant  $c=1.5$  (valeur communément admise d'après une étude de Kanamori et Anderson (1975) portant sur des séismes de 1923 à 1973 et ayant une magnitude ( $M_S$ ) comprise entre 5.8 et 8.5), Aki en a déduit :

$$N \sim r^{-2b} \quad (8)$$

Cette relation est identique à (2), avec la dimension fractale  $D = 2b$  (9).

A partir de (9), Aki (1981) a divisé les séismes en trois classes suivant les valeurs observées de  $b$  :

- $b = 1.5$  :  $D = 3$ , ce qui correspond à des plans de faille cherchant à remplir un volume.
- $b = 1$  : la dimension fractale des failles est donc  $D = 2$ , identique à la dimension topologique.
- $0.5 < b < 1.0$  : dans ce cas  $1.0 < D < 2.0$ , on ne peut pas considérer les failles comme des plans (la dimension fractale devant être supérieure à la dimension topologique). Il est cependant possible d'imaginer des lignes de failles essayant de remplir une surface plane. Le modèle de Goishi (Otsuka, 1972) ainsi que le modèle de branches (Vere-Jones, 1976) possèdent une géométrie décrivant ce cas. Les observations liées aux séismes de magnitude  $M_1 \leq 4.0$  définissent rarement des plans de failles mais plutôt des lignes de sismicité, ce qui est en accord avec les différentes coupes de sismicité effectuées à Lacq (sismicité tubulaire ne définissant jamais de plans).

Ces hypothèses d'Aki permettent ainsi d'estimer la dimension fractale des géométries de failles actives dont la trace n'est pas visible (faille en profondeur ou trace recouverte par la végétation), à l'aide de l'exposant  $b$  déduit des séismes. Plusieurs auteurs (King, 1983; Huang and Turcotte, 1988; Turcotte, 1986a, 1992; Dubois and Nouaili, 1989; Barriere and Turcotte, 1991) s'en sont servi afin d'interpréter la

déformation crustale comme un résultat de glissements sur un système de failles autosimilaires. Rivera (1989) s'est servi de la relation d'Aki pour déterminer la dimension fractale du nid de sismicité de Bucaramanga (Colombie). Avec une valeur de 1.3 pour  $b$ , il en déduit une dimension fractale  $D=2.6$ . Cela signifie donc que la forme du nid est comprise entre un plan et un volume, il s'agit donc d'une région très fracturée montrant une grande diversité dans l'orientation des plans de fractures.

Cependant, Sornette *et al.* (1991) proposent une autre relation concernant le coefficient  $b$  et la dimension fractale. D'après ces auteurs,  $b$  ne dépendrait pas uniquement de la dimension fractale des failles définie par Aki (1981), mais aussi du facteur "a" qui caractérise le nombre de failles en fonction de leurs longueurs. En traçant sur un diagramme log-log le nombre  $N$  de failles en fonction de leurs longueurs  $l$  (les failles sont obtenues d'après des modèles analogiques de déformation sur des couches de silicone), ils ont trouvé la relation suivante :  $N(l) \sim l^{-a+1}$ . Le facteur "a" caractérise donc la distribution des longueurs de failles. Une valeur importante de "a" sur une population de failles signifie qu'il y a peu de grandes failles. En fait, le coefficient  $b$  serait relié dans ce modèle à la distribution fractale des longueurs de failles par la relation :  $a = 1 + 3b/c$ . Il semble en effet logique que les coefficients  $a$  et  $b$  soient liés car, d'une part le coefficient  $a$  quantifie le nombre de failles en fonction de leur longueur et d'autre part le coefficient  $b$  quantifie le nombre de séismes en fonction de leur magnitude. Or un séisme se produit toujours sur une faille et la magnitude est reliée à la surface des failles donc leur longueur.

Davy *et al.* (1992) ont montré que la représentation générale mathématique d'un système de failles nécessite l'utilisation de deux exposants et non seulement un comme l'ont supposé (entre autres) Aki (1981), King (1983) et Turcotte (1989) :

- la distribution fractale des barycentres de chaque faille caractérisée par le facteur  $B$  (Davy *et al.*, 1990),
- la distribution fractale des longueurs de failles caractérisée par le facteur  $a$ .

Cette représentation d'un système de failles par deux facteurs indépendants ( $B$  et  $a$ ) expliquerait ainsi pourquoi les études sur le coefficient  $b$  et la dimension fractale n'ont pas montré de corrélations générales entre ces deux paramètres, que ce soit lors d'études en laboratoire sur échantillons de roches (Hirata *et al.*, 1987) ou lors d'études à l'échelle tectonique (Hirata, 1989).

Davy *et al.* (1992) ont calculé ces dimensions fractales généralisées jusqu'à l'ordre 3 pour différentes simulations analogiques ( $D_{q=0}$  représente la dimension fractale de capacité que l'on peut calculer en appliquant la méthode des boîtes,  $D_{q=1}$  représente la dimension d'information,  $D_{q=2}$  représente la dimension de corrélation ...). L'étude multifractale permet de mettre en évidence des dimensions fractales différentes suivant l'homogénéité des données. Pour cela il est nécessaire de calculer les dimensions fractales généralisées d'ordre  $q$  (voir Hentschel et Procaccia, 1983; Grassberger, 1983; Davy *et al.*, 1992 pour une description plus détaillée). Si les données possèdent un caractère multifractal, cela veut dire que la distribution des informations est hétérogène. A partir de ces notions, Davy *et al.* (1992) ont déduit une relation entre  $D_q$ ,  $B$  et  $a$  :

- $2+q > a$       $D_q = B + 2 - a$
- $2+q \leq a$ , dans ce cas, avec  $a$  appartenant à l'intervalle  $[2.0 - 2.5]$  cela correspond à  $q = 0$ , c'est à dire  $D_0 = B$ .

Le facteur "a" a été déterminé sur des failles artificielles obtenues par déformation de couches de silicones.

Sur des failles naturelles (rift du Kenya) une étude similaire a été effectuée entre le nombre de failles et leurs longueurs, mais il n'a pas été possible de mettre en évidence une loi en puissance, c'est une loi exponentielle qui a été obtenue (G. Vidal communication personnelle, 1992). Cette même loi en exponentielle (fréquence en fonction de la longueur des failles) a été obtenue par Nur (1982), d'après des résultats de Kowalik et Gold (1976).

Il est donc nécessaire de prendre des précautions avec ces résultats qui n'ont pas été généralisés.

#### V.4 Comportement fractal des séismes de Lacq

La première étude de la dimension fractale liée à la distribution spatiale des épicentres et hypocentres d'une population de séismes a été effectuée par Kagan et Knopoff (1980). En utilisant une fonction standard de corrélation, ils ont montré que la dimension fractale (dans le cas tridimensionnel) variait entre 2.0 et 1.5 suivant la profondeur hypocentrale.

##### V.4.1 Calcul de la dimension de corrélation pour Lacq

D'après la description des deux méthodes précédentes, nous allons calculer la dimension fractale sur Lacq par la méthode de l'intégrale de corrélation (Grassberger, 1983). Nous n'avons pas assez de séismes pour calculer la dimension de capacité par la méthode des boîtes.

Lors de la détermination de la dimension fractale d'un jeu de données, il est nécessaire de vérifier que l'on a un ensemble homogène en temps, espace et magnitude.

Nous prendrons donc d'une part les coordonnées des hypocentres déterminées à partir d'un demi-espace homogène (rapports SNEA(P) / IPG Strasbourg); ce fichier a la caractéristique d'être continu au cours du temps (de 1974 à 1991). D'autre part, nous prendrons les coordonnées des séismes localisés par un modèle tridimensionnel tenant compte de la structure géologique complexe de Lacq (Guyoton *et al.*, 1992). Dans ce cas, étant donné que tous les séismes de 1974 à 1991 n'ont pas été relocalisés, l'étude portera sur la période 1982-1989. Nous prendrons en commun les séismes localisés par les deux méthodes différentes. Nous pourrions ainsi comparer l'influence de ces méthodes de localisation sur la dimension fractale.

Il est nécessaire d'enlever les séismes moins bien localisés (en dehors du réseau). En effet, ceux-ci introduisent un biais dans le calcul de la dimension fractale créant ainsi des variations importantes sur celle-ci. Nous avons aussi enlevé les événements dont la profondeur n'était pas déterminée afin de calculer la dimension dans un espace à trois dimensions.

Enfin, il faut déterminer la magnitude de coupure. En-dessous de cette magnitude caractéristique, le réseau n'a pas enregistré tous les événements. Pour Lacq, sur la période 1974-1991, elle a été estimée expérimentalement à 1.7 (Volant *et al.*, 1992). Si l'on prenait tous les événements dont la magnitude est comprise entre 1.0 et 4.2, nous serions sûr d'en perdre une partie ce qui influencerait la valeur de la dimension fractale car les calculs seraient effectués à ce moment sur un échantillon incomplet spatialement.

Lorsque l'on a obtenu un sous-ensemble homogène, il nous reste 412 séismes localisés avec un modèle de demi-espace homogène (programme HYPO71; Lee and Lahr, 1975) pour la période 1974-1991 (figure V.7) et 164 séismes localisés avec un modèle 3D respectant la géométrie en dôme (Guyoton *et al.*, 1992 avec le programme REL3D, Roecker, 1981) sur la période 1982-1989. La magnitude de ces séismes est supérieure à 1.7, ce qui donne des longueurs de rupture minimales de l'ordre de 100 m (par exemple : Sibson, 1989; Feignier and Grasso, 1991). Ces événements sont contenus dans un volume de  $10 \times 10 \times 10 \text{ km}^3$ .

Nous allons déterminer la dimension fractale dans un espace à 3 dimensions. Le calcul de la distance euclidienne entre deux événements  $(x_1, y_1, z_1)$ ,  $(x_2, y_2, z_2)$  est donné par :

$$r(1,2) = \sqrt{(x_1 - x_2)^2 + (y_1 - y_2)^2 + (z_1 - z_2)^2} \quad (10)$$

L'intégrale de corrélation  $C(r)$  pour une fenêtre de  $N$  séismes est définie par :

$$C(r) = \frac{2}{N(N-1)} N(R < r) \quad (11)$$

avec  $N(R < r)$  le nombre de couples d'événements ayant une distance inférieure à  $r$  (Grassberger and Procaccia, 1983).

L'intégrale de corrélation est reliée à la fonction standard de corrélation utilisée par Kagan et Knopoff (1980),

$$C(\epsilon) = \frac{1}{N(N-1)} \sum_{\substack{i,j=1 \\ i \neq j}}^N \delta^F(X_i - X_j - \epsilon) \quad (12)$$

par

$$C(r) = \int_0^r d\epsilon c(\epsilon) \quad (13)$$

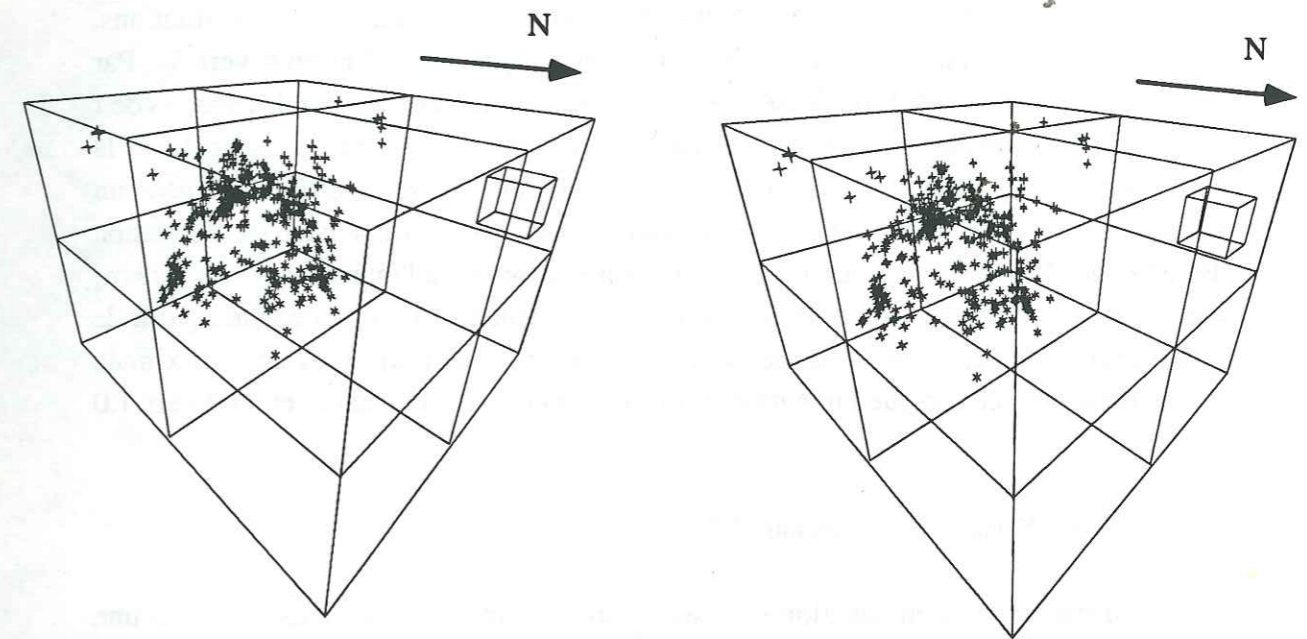


Figure V.7 : Couple stéréoscopique des 412 séismes sélectionnés sur la période 1974-1991 ( $M_I \geq 1.7$ ). La localisation a été effectuée par l'IPG de Strasbourg.

avec  $F=3$  dans le cas d'une distribution hypocentrale et  $F=2$  pour une distribution épacentrale.

Si la répartition des événements a une structure fractale, nous aurons la relation suivante, du même type que (2) :

$$C(r) \sim r^D \quad (14)$$

Cependant, cette loi en puissance est limitée pour les valeurs de distances faibles par rapport aux dimensions géométriques de l'ensemble des données : un effet de saturation dans la croissance du nombre  $N$  de points en fonction de la distance apparaît pour des distances comparables à la taille de l'ensemble représentant les informations, puisque tous les points sont alors pris en compte et que donc  $C(r)$  tend vers 1. Par ailleurs le nombre de points de l'ensemble étudié étant limité, aux très faibles valeurs de  $r$  le nombre de paires de séismes  $i, j$  de distance inférieure à  $r$  est, de ce fait, petit et la statistique devient mauvaise. En pratique, la relation (15) ne sera vérifiée que dans un domaine limité de  $r$  pour permettre une évaluation correcte de la dimension de corrélation (Bergé *et al.*, 1984). Dans notre cas, nous nous intéresserons à l'intervalle [0.1 - 7.0 km] pour le calcul de la dimension fractale. La valeur minimale (0.1 km) est déduite à partir de la longueur de rupture minimale (liée à la magnitude de coupure). La valeur maximale (7.0 km) est donnée lorsque l'intégrale de corrélation devient constante et tend vers 1.0 (figure V.8).

#### V.4.1.1 Séismes localisés par HYPO71

En traçant  $C(r)$  en fonction de  $r$  sur un diagramme log-log, nous obtenons une courbe (figure V.8) qui, dans les limites étudiées [0.1 - 7.0 km], ne s'apparente pas exactement à une seule mais plutôt à deux droites.

Il est possible de scinder cette courbe en deux parties : sur les intervalles [0.1 - 0.5 km] et [0.5 - 7.0 km] la distribution des points est linéaire. Nous avons donc séparé les séismes situés à moins de 500 m les uns des autres de ceux dont la distance entre eux est supérieure à 500 m. Cela correspond in-situ à deux types de sismicité :

- des séismes regroupés dans des nids d'activité (329 événements, figure V.9 a)
- une sismicité diffuse (83 événements, figure V.9 b).

Nous avons traité ces deux groupes séparément, calculant à chaque fois leurs intégrales de corrélation.

Pour les séismes en nids, il est possible de faire passer une droite de pente  $D = 1.658 \pm 0.084$  sur l'intervalle [0.1 - 7.0 km], avec un coefficient de corrélation  $R^2 = 0.977$  (figure V.10 a). Cependant, "à l'œil", nous remarquons qu'il serait plus approprié de faire passer deux droites et ainsi obtenir deux dimensions fractales (figure V.10 b). La brisure de pente est toujours localisée aux alentours de  $r \approx 0.5$  km.

Intervalle [0.1 - 0.5 km] :

$D = 2.363 \pm 0.049$ ,  $R^2 = 0.997$ , (figure V.10 b).

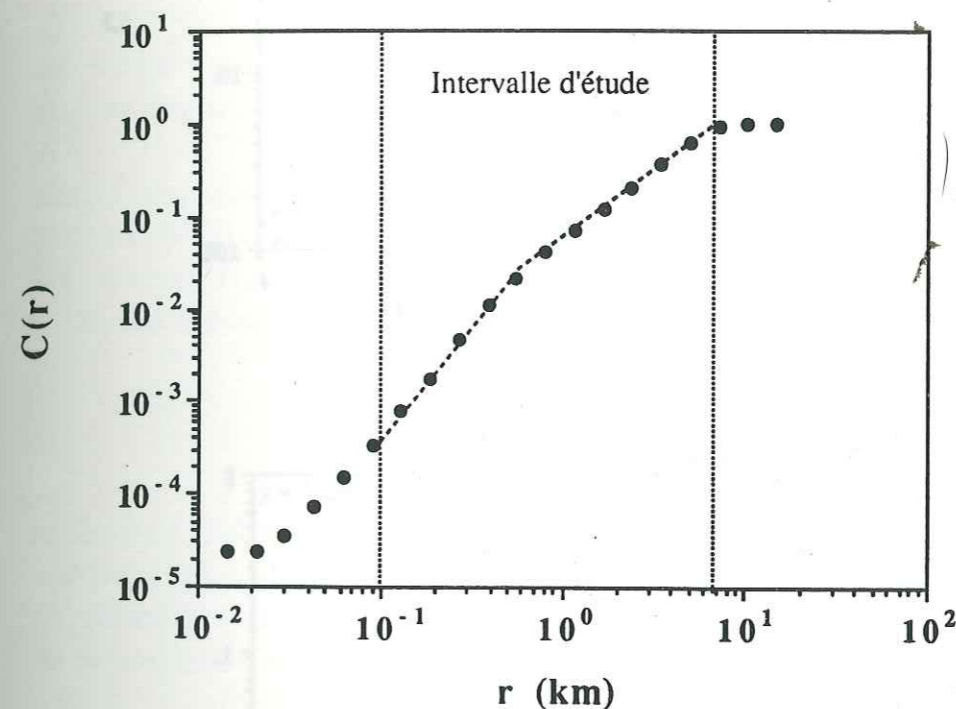


Figure V.8 : Représentation de l'intégrale de corrélation  $C(r)$  en fonction de la distance inter-événements  $r$ , pour l'ensemble des 412 séismes localisés par HYPO71 (période 1974-1991). L'intervalle d'étude est compris entre 0.1 et 7.0 km et les droites en pointillés sur la courbe montrent les deux tendances.

association sismique

Figure V.10 : Représentation de l'intégrale de corrélation  $C(r)$

inter-événements

pour l'ensemble des 412 séismes

localisés par HYPO71 (période 1974-1991)

(a) Régression par une droite

sur l'intervalle [0.1 - 7.0 km],  $D=1.658$

(b) Régression par deux droites

sur l'intervalle [0.1 - 7.0 km],  $D=2.363$  et  $D=1.658$

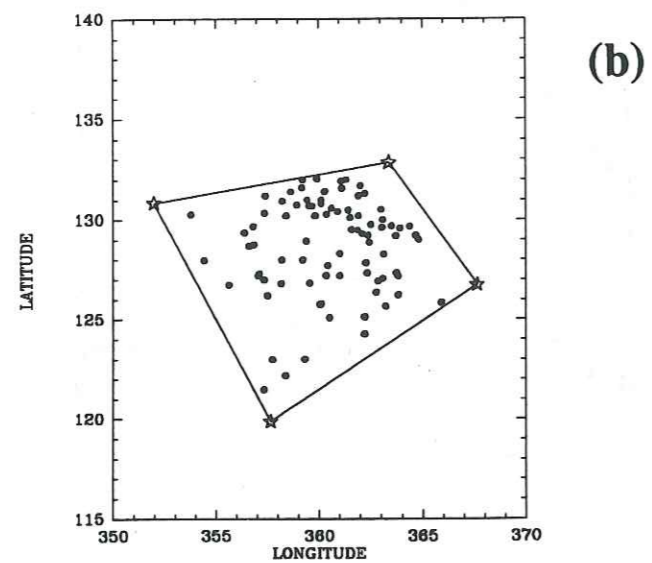
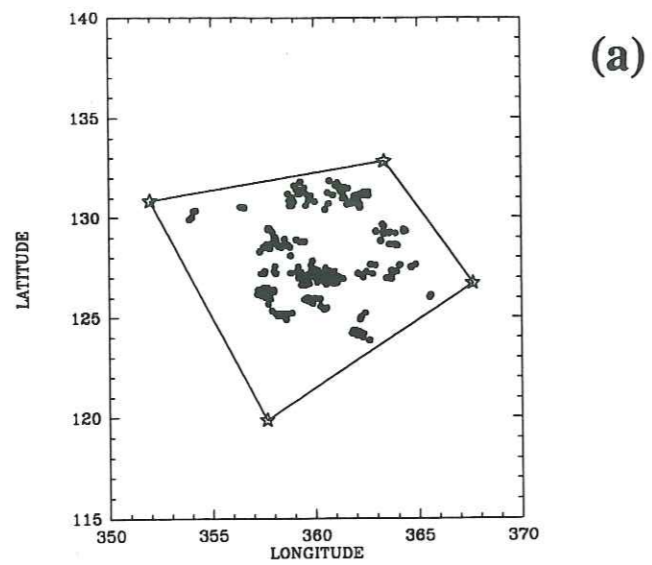


Figure V.9 : Représentation épacentrale des deux classes de sismicité :

(a) sismicité regroupée en nids d'activités,

(b) sismicité diffuse.

Le quadrilatère défini par les étoiles montre l'extension maximale du réseau.

Les coordonnées sont en kilomètres (Lambert III, zone Sud).

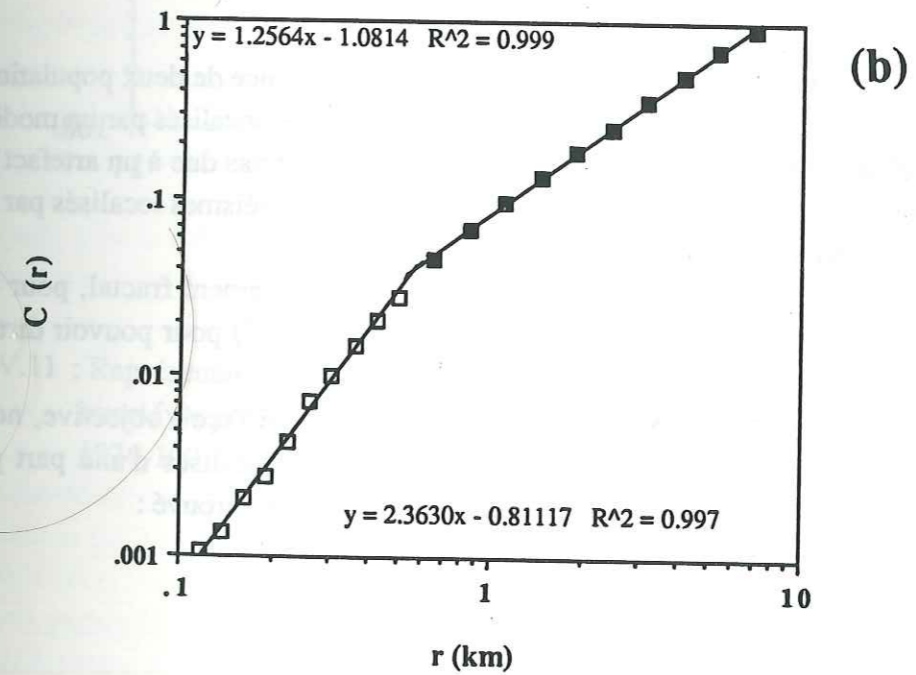
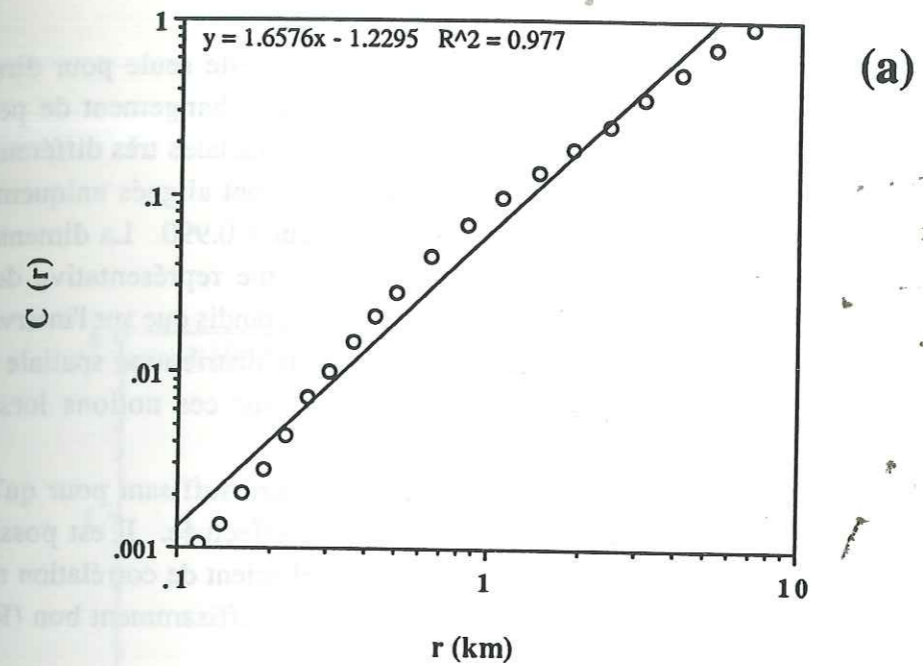


Figure V.10 : Représentation de l'intégrale de corrélation  $C(r)$  en fonction de la distance inter-événements  $r$ , pour l'ensemble de la sismicité regroupée en nids sur la période 1974-1991 (localisation HYPO71).

(a) Régression linéaire par moindres carrés pour tout l'intervalle étudié [0.1 - 7.0 km],  $D \approx 1.66$ .

(b) Régression linéaire par moindres carrés pour les intervalles [0.1-0.5 km]  $D \approx 2.36$  et [0.5-7.0 km],  $D \approx 1.26$ .

Intervalle [0.5 - 7.0 km] :

$D = 1.256 \pm 0.015$ ,  $R^2 = 0.999$  (figure V.10 b).

La valeur du coefficient de corrélation ne suffit pas à elle seule pour dire si l'ensemble de points a un comportement linéaire ou pas. Le changement de pente perceptible à l'œil nous donne quand même deux dimensions fractales très différentes. Dans les calculs suivants, nous considérerons que les points sont alignés uniquement lorsque le coefficient de corrélation sera strictement supérieur à 0.990. La dimension fractale sur l'intervalle [0.1 - 0.5 km] sera considérée comme représentative de la distribution spatiale des séismes entre eux à l'intérieur des nids, tandis que sur l'intervalle [0.5 - 7.0 km], elle sera considérée comme représentative de la distribution spatiale des nids entre eux. Nous reviendrons un peu plus en détail sur ces notions lors de l'interprétation.

Les séismes diffus, quant à eux, ne sont pas en nombre suffisant pour qu'une évaluation correcte de l'intégrale de corrélation puisse être effectuée. Il est possible d'ajuster ces points avec une régression linéaire, mais le coefficient de corrélation n'est pas assez important pour que l'on puisse avoir un alignement suffisamment bon ( $R^2 = 0.985 < 0.990$ , figure V.11).

#### V.4.1.2 Séismes localisés par REL3D

Pour ces événements, nous avons aussi remarqué la présence de deux populations de séismes (nids et diffus) séparés par la même distance que ceux localisés par un modèle unidimensionnel ( $r = 500$  m). Cette brisure n'est manifestement pas due à un artefact de calcul lié à la localisation étant donné qu'on la retrouve avec des séismes localisés par un modèle unidimensionnel et tridimensionnel.

De même, seule la première classe possède un comportement fractal, pour les diffus nous sommes toujours limité par le nombre de séismes (42) pour pouvoir dire si oui ou non ils ont un comportement fractal.

Afin de comparer les deux méthodes de localisation de façon objective, nous avons pris les séismes en communs dans les deux fichiers, localisés d'une part par HYPO71 et d'autre part par REL3D (113 événements). Nous avons trouvé :

Intervalle [0.1 - 0.5 km] :

$D = 2.307 \pm 0.057$ ,  $R^2 = 0.995$ , HYPO71 (figure V.12 a),

$D = 2.309 \pm 0.038$ ,  $R^2 = 0.998$ , REL3D (figure V.12 b).

Ces deux dimensions fractales sont très proches l'une de l'autre.

Intervalle [0.5 - 7.0 km] :

les coefficients de corrélations ( $R^2=0.972$  HYPO71,  $R^2=0.977$  REL3D  $< 0.990$ ) sont inférieurs au seuil que nous avons défini précédemment pour pouvoir prendre en considération la dimension fractale.

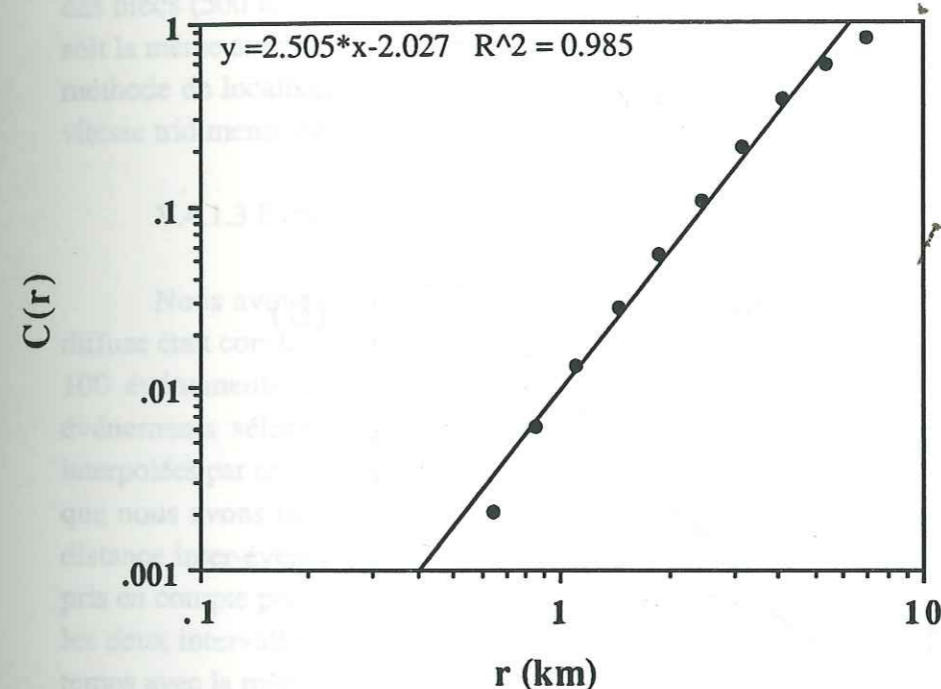


Figure V.11 : Représentation de l'intégrale de corrélation  $C(r)$  en fonction de la distance inter-événements  $r$ , pour l'ensemble de la sismicité diffuse sur la période 1974-1991 (localisation HYPO71),  $D \approx 2.51$ .

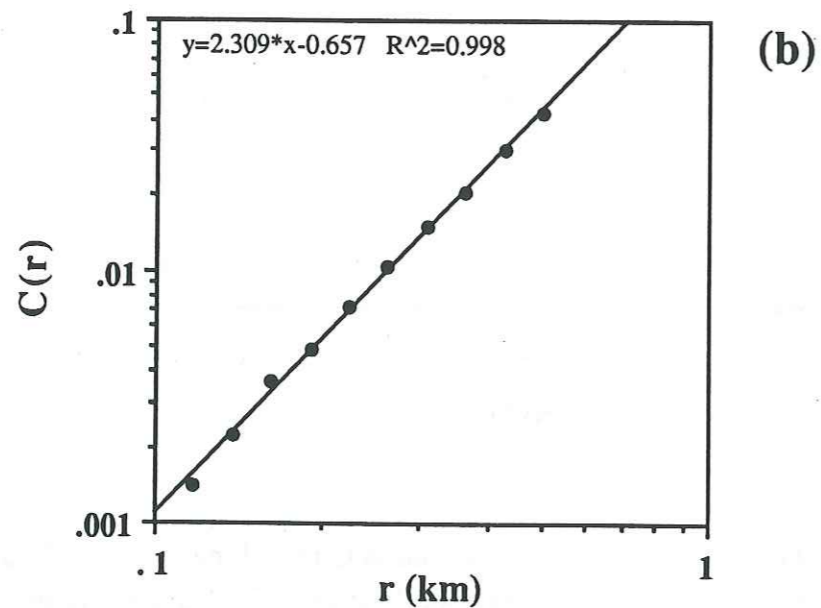
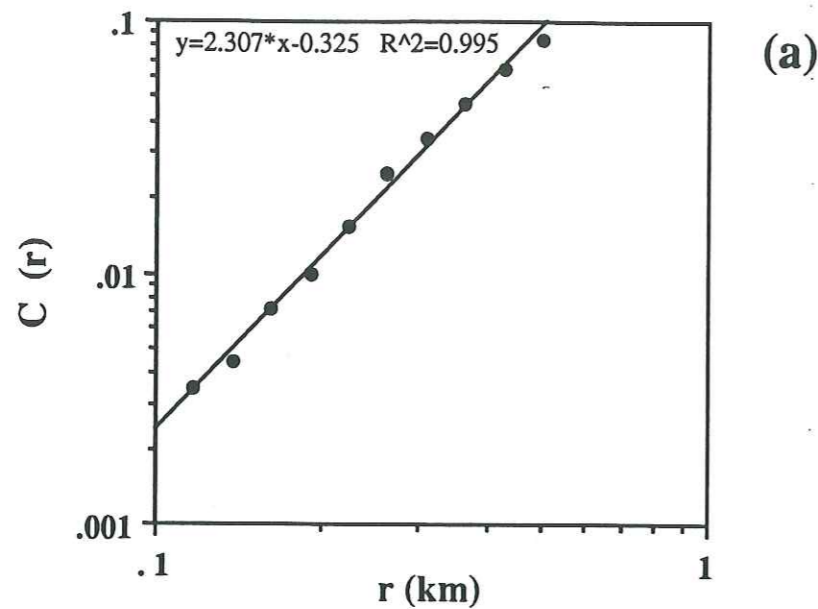


Figure V.12 : Représentation des intégrales de corrélation  $C(r)$  en fonction de la distance inter-événements  $r$  pour les deux modèles de localisation (intervalle [0.1-0.5 km]) :

- (a) modèle unidimensionnel (HYPO71),  $D \approx 2.31$ ,  
 (b) modèle tridimensionnel (REL3D),  $D \approx 2.31$ .

La méthode de localisation ne semble donc pas influencer la dimension fractale à l'intérieur des nids de sismicité, étant donné que l'on trouve  $D = 2.307$  pour un modèle unidimensionnel et  $D = 2.309$  pour un modèle tridimensionnel. Cela est intéressant pour les régions dont on connaît mal la structure en vitesse du sous-sol étant donné qu'un modèle de demi-espace homogène apporte les mêmes résultats qu'un modèle complexe prenant en compte la géométrie du sous-sol. Par contre, on ne peut rien dire quant à la dimension fractale entre nids. Ceux-ci sont en nombre insuffisants étant donné le nombre de séismes étudiés.

La distance critique de 500 m pourrait être due à un artefact de calcul lié à la taille des blocs (500 m) utilisés dans le modèle de vitesse 3D. Mais le fait que cette distance soit la même avec le modèle de vitesse demi-espace montre qu'elle est indépendante de la méthode de localisation et en particulier de la taille des blocs discrétisés du modèle de vitesse tridimensionnel.

#### V.4.1.3 Evolution temporelle : 1974-1991

Nous avons tout d'abord vérifié que la séparation entre les nids et la sismicité diffuse était constante au cours du temps. Pour cela, nous avons considéré une fenêtre de 100 événements avec un décalage d'un événement sur le fichier homogène (412 événements sélectionnés). Nous avons ainsi obtenu 312 courbes que nous avons interpolées par une interpolation bilinéaire (figure V.13 a). Sur cette figure, il est très clair que nous avons un point d'inflexion sur tout l'intervalle de temps considéré, pour une distance inter-événements identique ( $r \approx 0.5$  km). Seuls les séismes en nids seront donc pris en compte pour le calcul de la dimension fractale. De même, nous avons vérifié que les deux intervalles de distances pour les séismes en nids étaient constants au cours du temps avec la même méthode que décrite précédemment (figure 1.13 b). Cette continuité des intervalles de distance montre que la sismicité diffuse n'influe pas sur la distance de coupure.

Nous avons calculé l'évolution temporelle de la dimension fractale avec les séismes localisés par HYPO71 car ce fichier est continu au cours du temps, en prenant une fenêtre de 100 séismes avec un décalage de 10 événements. Le résultat obtenu est présenté sur la figure V.14 pour les deux intervalles. La position temporelle du point est donnée par le cinquantième événement de chaque fenêtre. Nous remarquons que la dimension fractale est à peu près constante au cours du temps sur l'intervalle [0.1 - 0.5 km], excepté une augmentation suivie aussitôt par une diminution sur la période 1984-1987. Par contre pour le second intervalle [0.5 - 7.0 km] la dimension reste à peu près constante au cours du temps.

Il aurait été intéressant de vérifier la relation proposée par Mandelbrot *et al.* (1984) décrite précédemment. Cette relation suppose que lorsque l'on passe d'un espace à trois dimensions à un espace à deux dimensions, on retrouve la dimension fractale liée à l'espace bidimensionnel en retranchant une unité à la dimension fractale déterminée dans l'espace tridimensionnel ( $D_{2D} = D_{3D} - 1$ ).

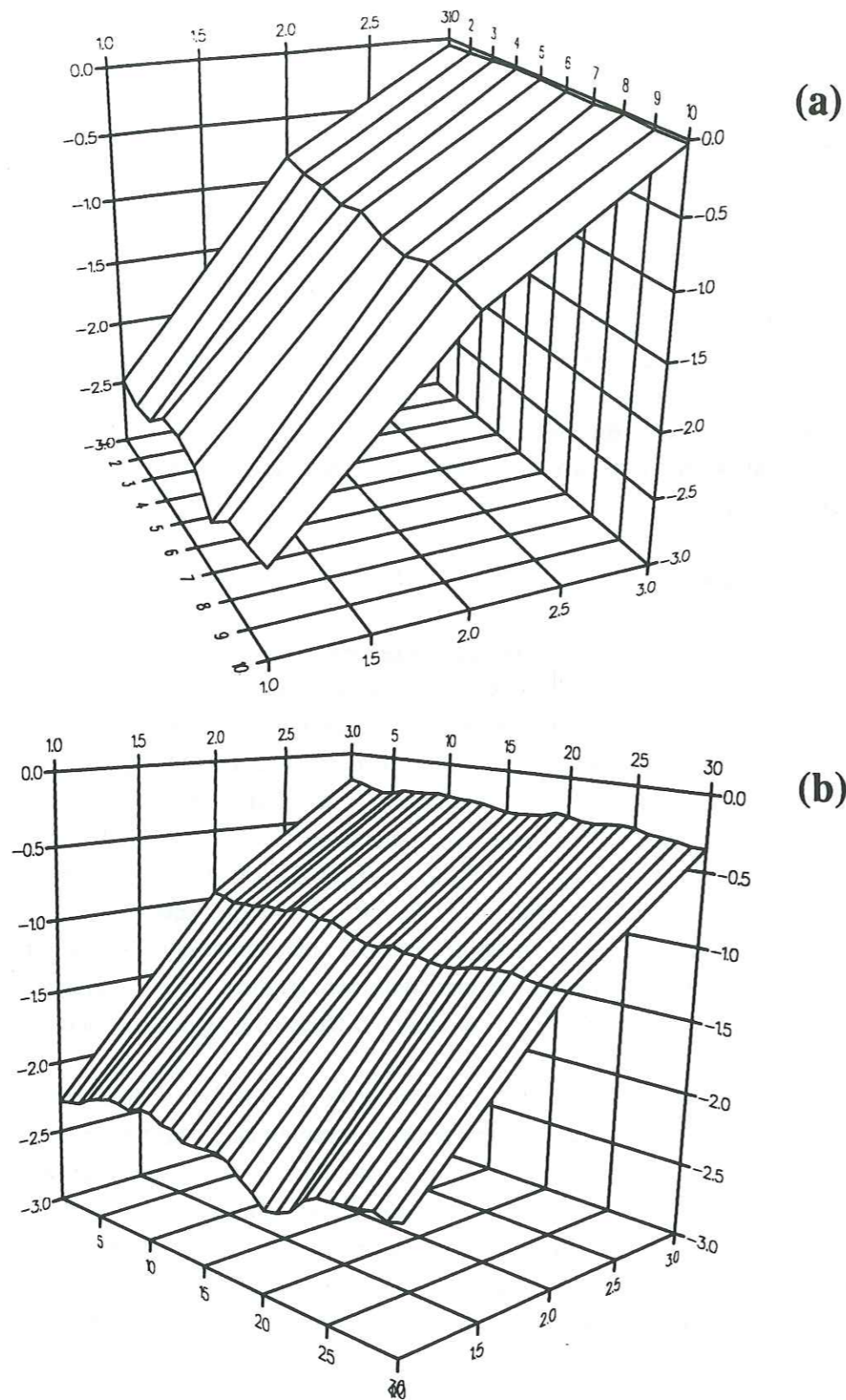


Figure V.13 : Représentation 3D de l'évolution temporelle (1974-1991) de l'intégrale de corrélation en fonction de la distance inter-événements pour :  
 (a) l'ensemble des 412 séismes sélectionnés (sismicité en nids et diffuse, HYPO71),  
 (b) l'ensemble des 319 séismes regroupés en nids (HYPO71).

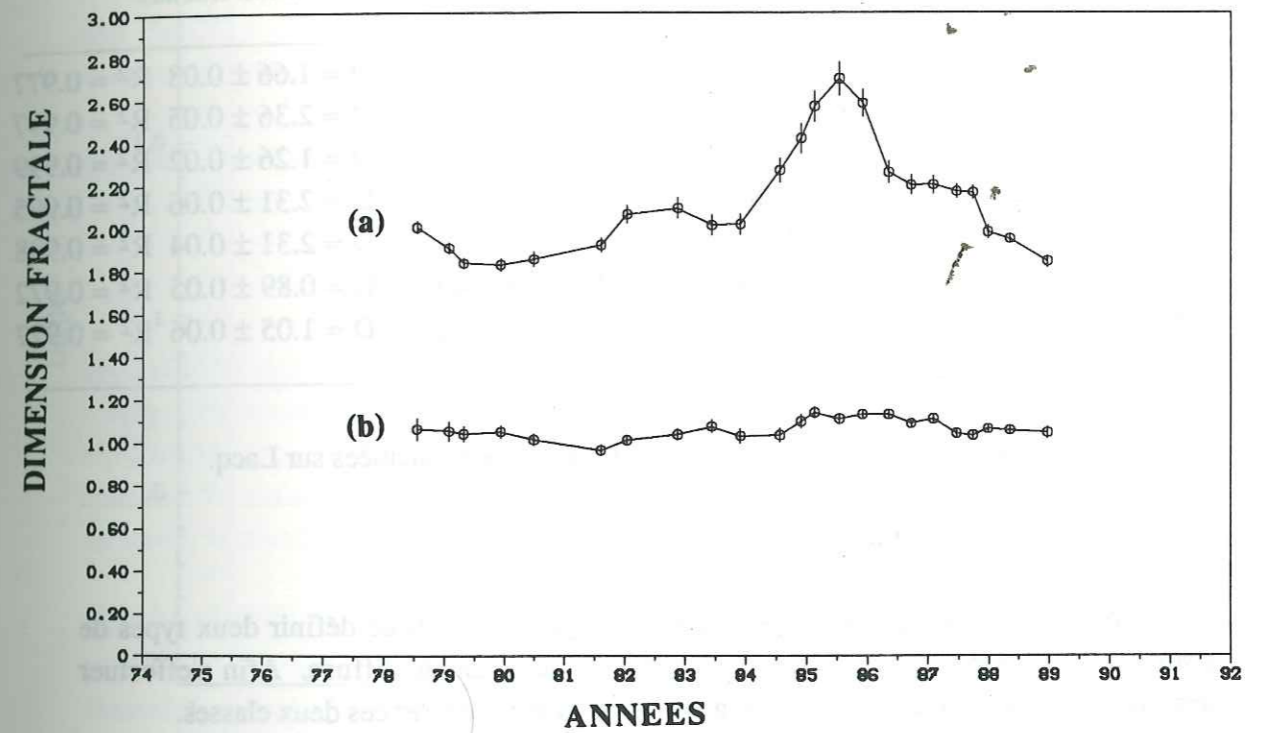


Figure V.14 : Evolution temporelle de la dimension fractale pour les séismes en nids (319 événements, période 1974-1991) :  
 (a) intervalle [0.1-0.5 km],  
 (b) intervalle [0.5-7.0 km].  
 Fenêtre de 100 événements, décalage de 10 événements.



Dans notre cas, il faudrait faire des coupes avec une épaisseur inférieure au km mais nous aurions à ce moment beaucoup trop peu d'événements pour pouvoir estimer correctement la dimension fractale.

Le tableau suivant (tableau V.1) résume les différentes dimensions fractales de corrélation obtenues sur Lacq pour les nids de sismicité.

Espace	Localisation	Période de temps	Distance	Dimension fractale
3D	HYP071	1974-1991	[0.1 - 7.0 km]	$D = 1.66 \pm 0.08$ $R^2 = 0.977$
3D	HYP071	1974-1991	[0.1 - 0.5 km]	$D = 2.36 \pm 0.05$ $R^2 = 0.997$
3D	HYP071	1974-1991	[0.5 - 7.0 km]	$D = 1.26 \pm 0.02$ $R^2 = 0.999$
3D	HYP071	1982-1989	[0.1 - 0.5 km]	$D = 2.31 \pm 0.06$ $R^2 = 0.995$
3D	REL3D	1982-1989	[0.1 - 0.5 km]	$D = 2.31 \pm 0.04$ $R^2 = 0.998$
3D	HYP071	1982-1989	[0.5 - 7.0 km]	$D = 0.89 \pm 0.05$ $R^2 = 0.972$
3D	REL3D	1982-1989	[0.5 - 7.0 km]	$D = 1.05 \pm 0.06$ $R^2 = 0.977$

Tableau V.1 : Dimensions fractales de corrélation calculées sur Lacq.

#### V.4.2 Interprétation

Nous avons vu que l'analyse fractale sur Lacq permet de définir deux types de sismicité : une sismicité en nids accompagnée d'une sismicité diffuse. Afin d'effectuer des calculs sur la dimension fractale il a été nécessaire de séparer ces deux classes.

Les séismes diffus sont trop peu nombreux pour que l'on puisse dire s'ils ont un comportement fractal.

Les séismes en nids possèdent un caractère fractal sur deux échelles. Nous avons, d'une part une dynamique chaotique sur chaque faille et d'autre part une distribution fractale des zones de fracture. Ce phénomène est en accord avec l'hypothèse de Turcotte (1992) que nous avons présentée précédemment. Cela suppose de plus que les failles importantes sont formées par la coalescence de fractures plus petites (Allègre *et al.*, 1982).

Nous avons donc une répartition fractale de la sismicité sur chaque zone de rejeu accompagnée d'une répartition fractale des failles sur l'ensemble du gisement. L'intervalle de magnitude pour les nids est compris entre 1.7 et 4.2 sur toute la période 1974-1991, c'est à dire que nous avons toute la gamme de magnitude enregistrée par le réseau, localisée sur les zones de fracturation (figure V.15). La dimension trouvée (de l'ordre de 2.3) est une dimension concernant la distribution spatiale des hypocentres. Elle est légèrement inférieure à la dimension représentant la forme des plans de fractures (Brown and Scholz, 1985), seule la méthode des boîtes peut donner la forme des zones

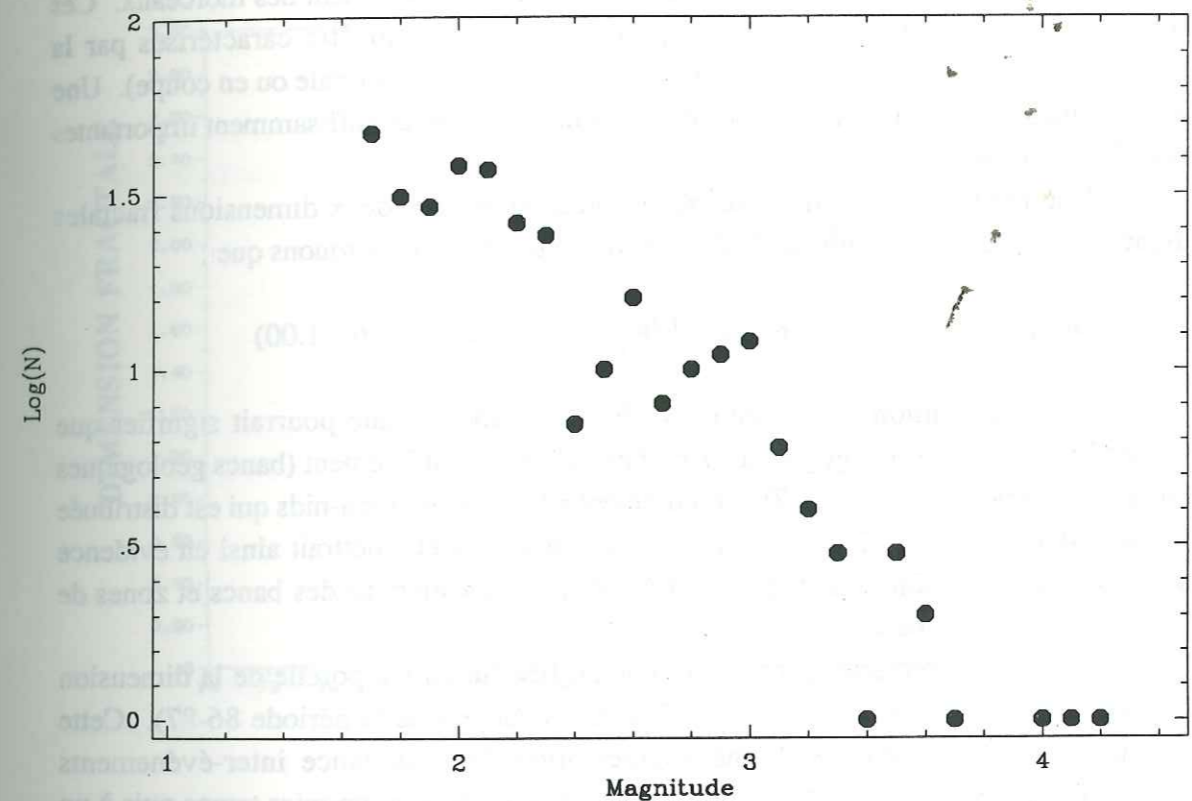


Figure V.15 : Représentation de la loi fréquence-magnitude en discret. N représente le nombre d'événements.

22 AOÛT 2003

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 : ptalour@ujf-grenoble.fr

de fracturation. Il en est de même pour la dimension fractale déterminée par l'influence des nids de séismes entre eux ( $D \approx 1.26$ ). Cette dimension, comprise entre 1 et 2 peut s'interpréter par des lignes de faille essayant de remplir une surface plane (Aki, 1981). Or à Lacq nous n'avons jamais observé de plan de faille sur les coupes de sismicité, mais toujours des lignes de séismes (sismicité tubulaire). Ces observations sont donc bien en accord avec la dimension fractale de l'intervalle [0.5 - 7.0 km]. Cela veut dire aussi que l'énergie libérée par les séismes de Lacq n'est pas suffisamment importante pour provoquer le mouvement d'un plan de faille entier, mais uniquement des morceaux. Ces morceaux de failles sont de tailles trop petites pour pouvoir être caractérisés par la distribution des séismes (que ce soit par une représentation épacentrale ou en coupe). Une autre explication est qu'il n'existe tout simplement pas de failles suffisamment importantes pour être sollicitées.

Une remarque doit être faite cependant à propos des deux dimensions fractales associées aux deux différents intervalles de longueur. Nous remarquons que :

$$D_{[0.5 - 7.0 \text{ km}]} \approx D_{[0.1 - 0.5 \text{ km}]} - 1.00 \quad (1.26 \approx 2.36 - 1.00)$$

Cette diminution d'une unité dans la dimension fractale pourrait signifier que l'ensemble des nids est dirigé par une structure orientée régulièrement (bancs géologiques formant le dôme, de dimension 2) contrairement à la sismicité intra-nids qui est distribuée sur des zones plus complexes de fracturation (failles). Cela mettrait ainsi en évidence deux processus physiques de rupture différents (nids à l'intérieur des bancs et zones de fracturation entre les bancs).

Nous avons remarqué, lors de l'étude de l'évolution temporelle de la dimension fractale, qu'il y avait une variation significative (séismes de la période 86-87). Cette variation correspond en fait à une augmentation de la distance inter-événements (apparition de séismes plus éloignés les uns des autres) dans un premier temps puis à un retour à une distance inter-séismes constante dans un second temps. Ceci est manifestement dû à l'apparition du nid du Sud-Ouest; en effet les séismes dans ce cas ne sont pas entrés en coalescence tout de suite sur la zone de fracture, ils se sont dans un premier temps rapprochés autour de la zone de fracturation avant de l'occuper complètement. Lorsque l'on enlève cet essaim on constate que le phénomène est fortement atténué (figure V.16 à comparer avec la figure V.14).

Quant aux séismes considérés comme diffus, ils ne définissent pas de zones précises de fracturation (figures V.17 a, b, c), ils sont uniquement guidés par l'ensemble de la structure géologique en dôme. Il n'y a pas de concentration locale de contraintes assez importante pour avoir une coalescence de cracks ce qui nous donne donc un événement isolé de temps en temps ou alors il n'existe pas à ces endroits de failles préexistantes. Le fait que l'on ne leur trouve pas de comportement fractal peut être dû soit au fait qu'ils ne sont pas en nombre suffisant (83 événements), soit que leur distribution est aléatoire, donc non chaotique. Les plus grandes déformations sismiques sont créées par les séismes en nids sur les failles. Les séismes diffus seraient donc là pour compenser ces déformations majeures. Nous avons seulement 3 magnitudes qui sont

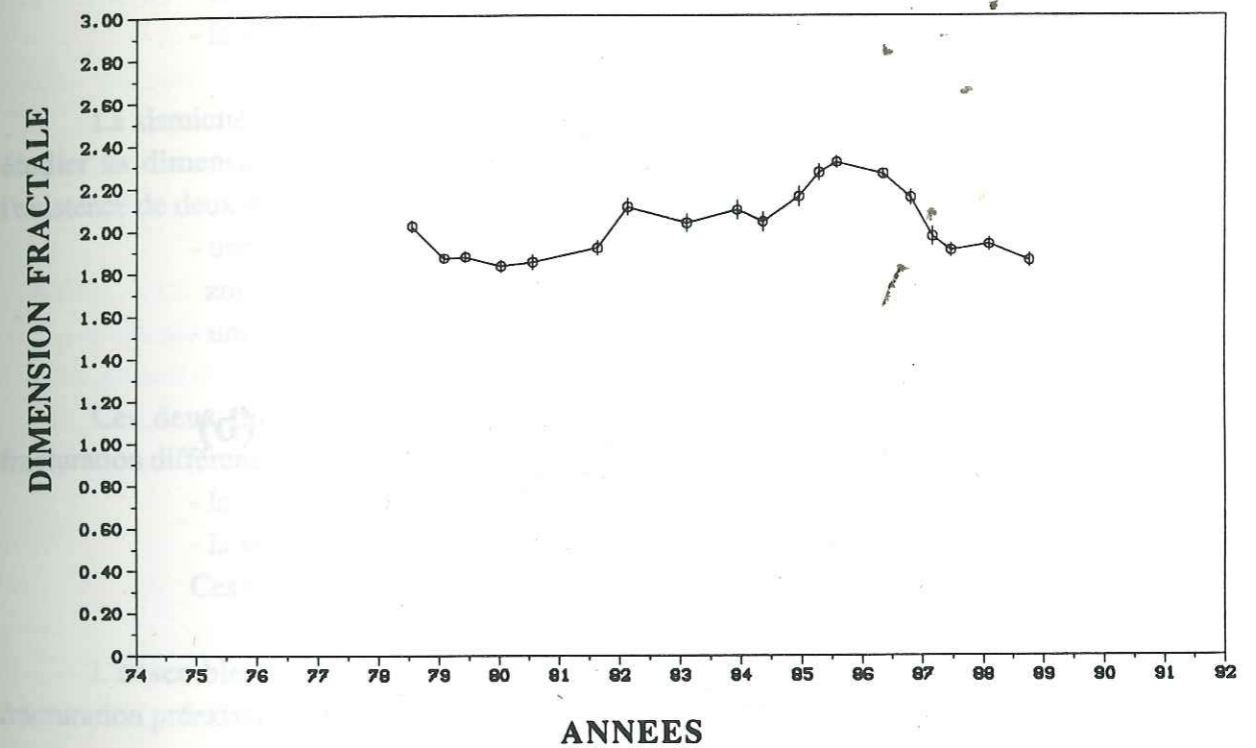


Figure V.16 : Evolution temporelle de la dimension fractale pour les séismes en nids sur l'intervalle [0.1-0.5 km]. L'essaim du Sud-Ouest n'a pas été pris en compte.

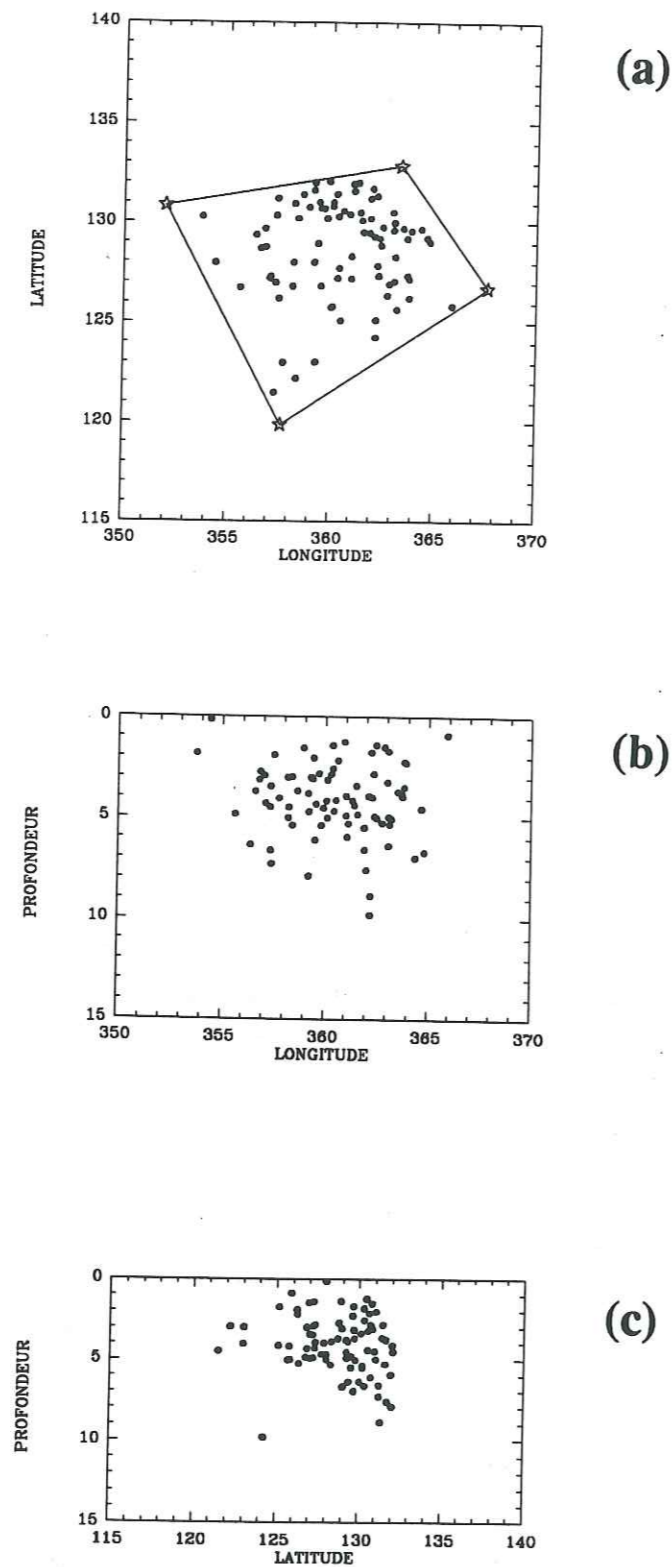


Figure V.17 : Sismicité diffuse :

- (a) représentation épiscopentrale,
  - (b) coupe Ouest-Est, projection de l'ensemble des hypocentres,
  - (c) coupe Sud-Nord, projection de l'ensemble des hypocentres.
- Les coordonnées sont en kilomètres (Lambert III, zone Sud).

supérieures à 3.0 pour les séismes diffus contre 35 pour les séismes en nids ce qui montre la faible importance énergétique des séismes diffus par rapport aux séismes en nids. Cette faible énergie relâchée ne leur permet pas de mobiliser de zones de fracturation importantes.

L'étude de la dimension fractale des séismes a permis de différencier deux classes d'événements :

- la sismicité diffuse,
- la sismicité en nids.

La sismicité diffuse n'est pas assez importante pour que l'on puisse sérieusement étudier sa dimension fractale, tandis que les séismes regroupés en nids ont montré l'existence de deux dimensions fractales :

- une première dimension liée à la distribution des séismes à l'intérieur des zones de fracturation,
- une seconde dimension liée à la distribution des nids entre eux.

Ces deux dimensions suggèrent l'existence de deux processus physiques de fracturation différents :

- la première dimension est liée aux réajustements à l'intérieur des nids,
  - la seconde dimension serait liée aux réajustements à l'échelle du dôme.
- Ces réajustements sont guidés par les couches formant l'anticlinal de Lacq.

L'ensemble des rejeux sismiques se développerait plutôt sur des zones de fracturation préexistantes.

#### V.4.3 Comparaison avec le coefficient b

Lorsque l'on compare nos résultats avec la relation déterminée théoriquement par Aki (1981)  $D = 2b$ , cela nous donne, sur les deux intervalles étudiés pendant la période 1974-1991 :

Intervalle [0.1 - 0.5 km] :  
 $D = 2.34, b = 0.77 \Rightarrow 2.34 \neq 1.54,$

Intervalle [0.5 - 7.0 km] :  
 $D = 1.26, b = 0.77 \Rightarrow 1.26 \neq 1.54.$

La relation d'Aki n'est pas en accord avec nos observations. Elle se rapproche néanmoins plus dans le second intervalle où nous avons la dimension fractale liée à la répartition spatiale des nids.

Mais dans le cas de Lacq les paramètres liés à la source sont différents de ceux utilisés par Aki. Feignier (1989) a déterminé les relations moment = f (magnitude) et moment = f (rayon de la source) par une méthode d'analyse spectrale sur la période 1976-1979 (figures V.18 a, b). Pour les relations (5) et (6) il a trouvé respectivement :

$$\text{Log}(M_0) = 0.39 \cdot M_1 + 17.99 \quad M_0 \text{ est en dyn.cm} \quad (15)$$

$$\text{Log}(M_0) = 2.46 \cdot \text{Log}(R) + 14.28 \quad M_0 \text{ est en dyn.cm, } R \text{ est en m} \quad (16)$$

Si l'on reprend le raisonnement d'Aki, nous trouvons la relation suivante entre D et b :

$$D = 6.31 \cdot b \quad (17)$$

Malheureusement nous n'avons pas assez d'événements répondant aux différents critères de sélections (46 séismes) pour calculer la dimension fractale ainsi que le coefficient b sur la période 1976-1979. Afin d'effectuer une comparaison avec le raisonnement d'Aki, nous sommes obligés de supposer que les relations (15) et (16) sont valables sur toute la période 1974-1991. Avec les valeurs de D et b sur cette période, cela nous donne :

Intervalle [0.1 - 0.5 km] :

$$D = 2.34, \quad b = 0.77 \Rightarrow 2.34 \neq 4.86,$$

Intervalle [0.5 - 7.0 km] :

$$D = 1.26, \quad b = 0.77 \Rightarrow 1.26 \neq 4.86.$$

Le coefficient directeur de la droite de la relation (16) est anormalement faible si on la compare avec la sismicité naturelle, où elle est dans ce cas de l'ordre de 1.5. Cependant, Ben Slimane *et al.* (1992) ont calculé dans le cas de mines la relation (5). Ils ont trouvé une pente de l'ordre de 0.19 dans un cas et dans un autre cas une pente de l'ordre de 1.41, pour des séismes induits par l'exploitation de mines. La première valeur est du même ordre de grandeur que celle déterminée pour Lacq. Cependant on ne peut conclure quant à une caractérisation des séismes induits par l'étude de ce facteur car on trouve dans les mines les deux ordres de grandeur. Il serait néanmoins intéressant de faire l'étude spectrale des séismes de Lacq sur l'ensemble de la période 1974-1991 afin de voir si nous avons une continuité temporelle pour ce paramètre.

Quoiqu'il en soit, il ressort d'après les comparaisons avec le modèle théorique d'Aki que celui-ci n'est pas en accord avec nos données, ce qui paraît justifié puisque nous nous servons que d'un paramètre (exposant b déduit de la distribution fréquence-magnitude des séismes et proportionnel à la dimension fractale liée à la longueur des failles) alors qu'un système de failles est, selon Davy *et al.* (1992), défini par deux para-

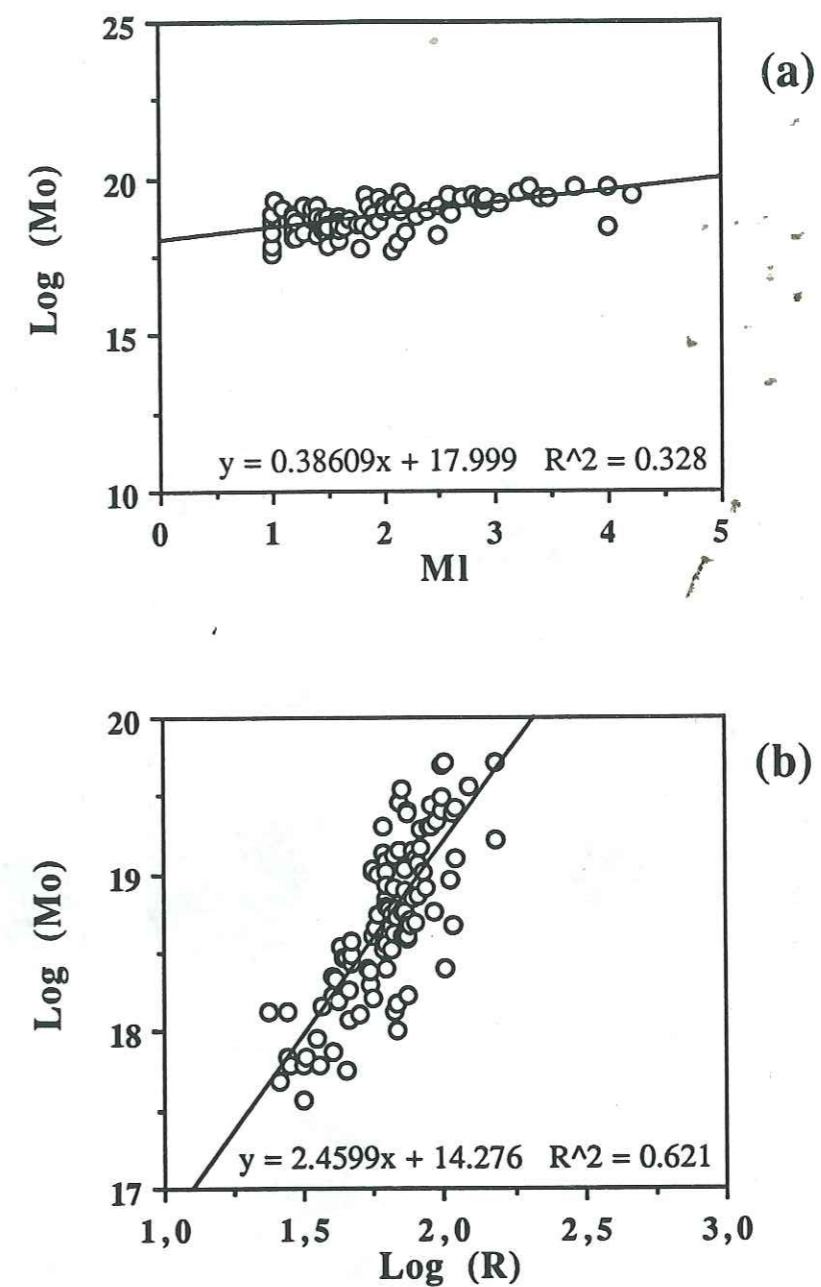


Figure V.18 : (a) Diagramme log(moment sismique) / magnitude, le moment est en dyn.cm (d'après Feignier, 1989).  
(b) Diagramme log(moment sismique) / log(rayon de la source), le moment est en dyn.cm et le rayon en m (d'après Feignier, 1989).

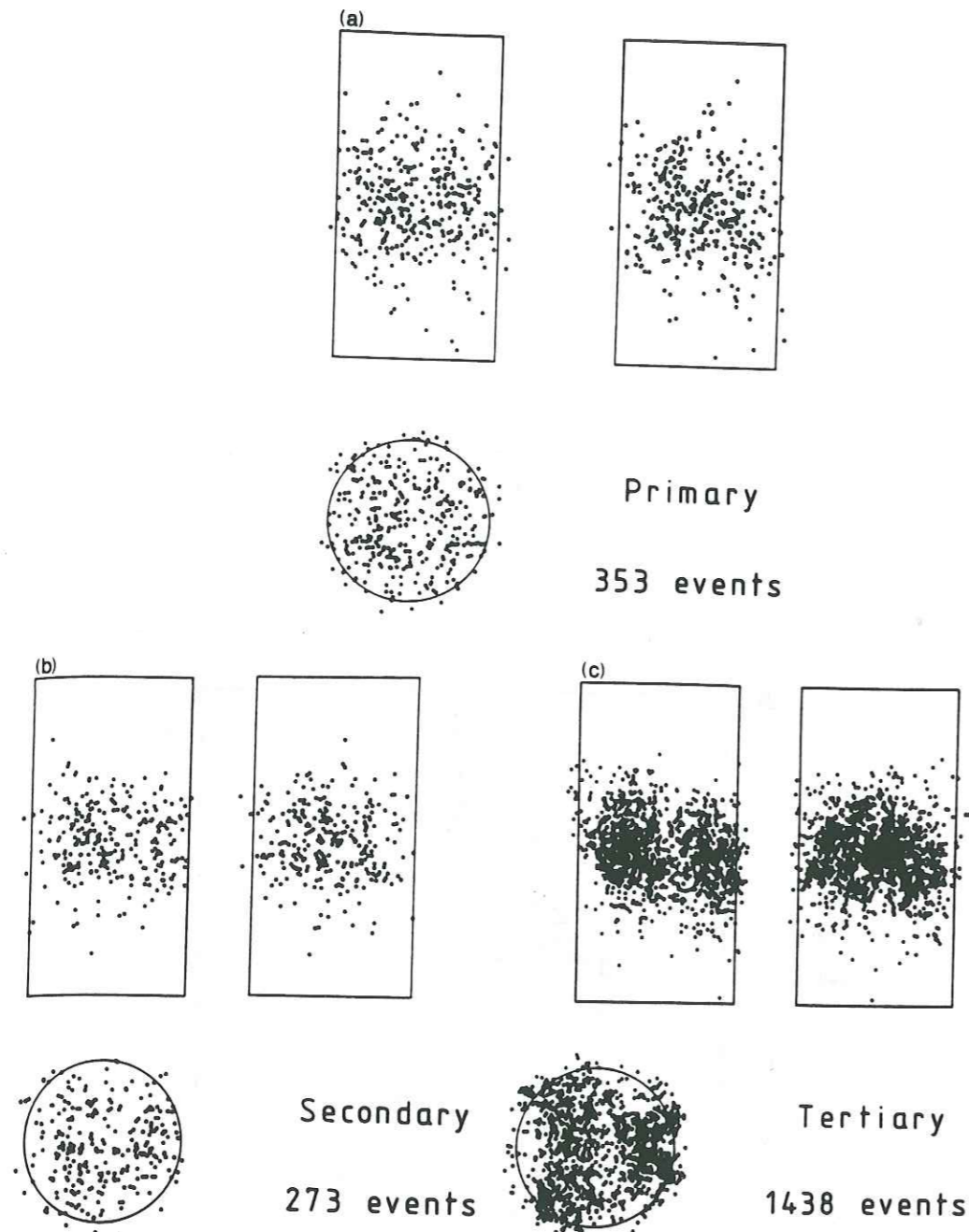


Figure V.19 : Projections orthographiques à trois moments différents de l'expérience, des hypocentres liés à l'émission acoustique produite lors du chargement d'une éprouvette (d'après Hirata et al., 1987) :

(a) 353 évènements,  $D \approx 2.75$ ,  
 (b) 273 évènements,  $D \approx 2.5$ ,  
 (c) 1438 évènements,  $D \approx 2.25$ .

mètres non corrélés (a et B). Dans notre cas, c'est comme si nous négligions la dimension fractale calculée sur les barycentres des failles (B). Nous ne pouvons malheureusement pas tester le modèle de Davy *et al.* (1992) car il ne nous est pas possible d'estimer le paramètre B, qui est rattaché à la distribution des barycentres des failles.

#### V.4.3.1 Etude de la dimension fractale et du coefficient b en laboratoire

Hirata *et al.* (1987) ainsi que Kranz *et al.* (1990) ont calculé la dimension fractale de corrélation en 3 dimensions sur des échantillons de roches lors d'expériences de laboratoire. En enregistrant l'émission acoustique produite par les ouvertures/fermetures de microcracks ils ont observé que la dimension fractale diminuait régulièrement au cours du temps lors de l'augmentation des contraintes appliquées sur l'échantillon de roches, elle passe en effet de 2.75 à 2.25 (Hirata *et al.*, 1987). Au début de l'expérience la sismicité occupe tout le volume de l'échantillon ( $D \approx 3.0$ ) puis au fur et à mesure de la montée en charge de l'échantillon, la sismicité se regroupe de plus en plus autour du plan préférentiel de rupture (coalescence des événements), la dimension fractale se rapproche alors de 2.0 au moment de la ruine de l'éprouvette (figure V.19 a, b, c). Kranz *et al.* (1990) ont observé qu'en imposant une pression de pore diffusant à l'intérieur du matériau, celle-ci avait pour effet d'accélérer le regroupement des séismes autour du plan préférentiel de rupture au cours du temps et de précipiter ainsi la rupture de l'échantillon de roche. De plus, dans ces deux expériences des calculs sur le coefficient b ont été faits, mais dans les deux cas aucune corrélation n'a été trouvée entre D et b. Le coefficient b diminue juste avant la rupture tandis que la dimension fractale diminue régulièrement au cours du temps.

Le modèle proposé par Henderson et Main (1992) a montré que nous pouvions avoir une anticorrélation nette entre le coefficient b et la dimension fractale de Hausdorff-Besicovitch. Cette anticorrélation implique qu'il y a une connexion entre les cracks lors de la mise sous contrainte du modèle (coalescence). Par contre, lorsque l'on suppose qu'il n'y a pas de regroupement des cracks les uns avec les autres, ils n'ont pas trouvé de corrélation entre les deux facteurs. Dans le cas de Lacq l'anticorrélation serait peut-être présente si tous les nids étaient regroupés les uns les autres et non distribués de façon ponctuelle.

D'après les expériences de laboratoire, il ne semble donc pas y avoir de corrélation générale entre b et D.

#### V.4.3.2 Etude de la dimension fractale et du coefficient b pour la sismicité naturelle

Il n'existe actuellement que très peu d'études sur le calcul en trois dimensions de la dimension fractale de la répartition spatiale des séismes.

Hirata (1989) a calculé la dimension fractale de corrélation ainsi que le coefficient b sur deux zones du Japon, la région de Tohoku et le Sud-Ouest du Japon. Il n'a

considéré que les séismes superficiels ( $z \leq 60$  km) et a ainsi calculé la dimension fractale en deux dimensions, de 1926 à 1986. Afin de comparer ses résultats avec ceux d'Aki (1981) il a repris l'hypothèse de Mandelbrot (1984) et a donc retranché 1 à la dimension d'Aki qui est tridimensionnelle. Dans le premier cas (région de Tohoku) il a trouvé une relation entre D et b (différente de celle d'Aki) :  $D = 2.3 - 0.73b$  avec un coefficient de corrélation de 0.766. Dans le second cas par contre (Sud-Ouest du Japon), il a trouvé  $D = 1.8 - 0.56b$  avec un coefficient de corrélation de 0.359 ne montrant donc pas de corrélation significative. D'après Hirata, le fait que l'on ne trouve pas le même coefficient de corrélation est dû aux caractères intrinsèques de la sismicité de chaque région.

Néanmoins, il semble que les hypothèses de départ de Hirata ne soient pas concevables. En effet, on ne peut calculer la dimension fractale dans un espace euclidien à deux dimensions uniquement que si l'on prend des coupes de sismicité très fines (de l'ordre de l'erreur sur la profondeur) or Hirata a projeté ses séismes sur une profondeur de 60 km ce qui fausse donc le résultat. Son calcul aurait dû être effectué en trois dimensions en tenant compte de la profondeur des hypocentres (Davy, communication personnelle, 1992).

Il n'y a donc pas de corrélation générale entre D et b sur les deux zones étudiées.

Dans le cas de Lacq, nous avons calculé le coefficient b avec les mêmes restrictions que celles imposées lors de la détermination de la dimension fractale, ce qui nous laisse 329 événements sur la période 1974-1991. Les calculs ont été effectués avec une fenêtre mobile de 100 événements et un décalage de 10 événements. La figure V.20 montre sur le même graphe les évolutions temporelles de b et D sur les deux intervalles de distance étudiés. Il ne semble pas y avoir de corrélation. Lorsque l'on trace le coefficient b en fonction des dimensions fractales obtenues sur les intervalles [0.1 - 0.5 km] et [0.5 - 7.0 km] (figure V.21 a et b), il est possible de faire une régression linéaire par moindres carrés, ce qui nous donne :

Intervalle [0.1 - 0.5 km] :  
 $D = -0.143*b + 1.006 \quad R^2 = 0.058$

Intervalle [0.5 - 7.0 km] :  
 $D = -0.872*b + 1.628 \quad R^2 = 0.064$

Les très mauvais coefficients de corrélation nous indiquent clairement que, d'une part, nous n'avons pas de corrélation entre le coefficient b et la dimension fractale liée aux séismes sur les zones de fracturations et d'autre part, nous n'avons pas non plus de corrélation entre b et la dimension fractale liée à la répartition des nids entre eux.

Cette non corrélation peut être due au fait que le coefficient b calculé sur Lacq pourrait être influencé par des événements asismiques (Volant *et al.*, 1992) alors que le calcul de la dimension fractale ne peut en aucune façon tenir compte des phénomènes asismiques étant donné que seules des considérations géométriques sont prises en compte. Cela a été vérifié, rappelons-le, par Aviles *et al.* (1987) lors de leur étude de la

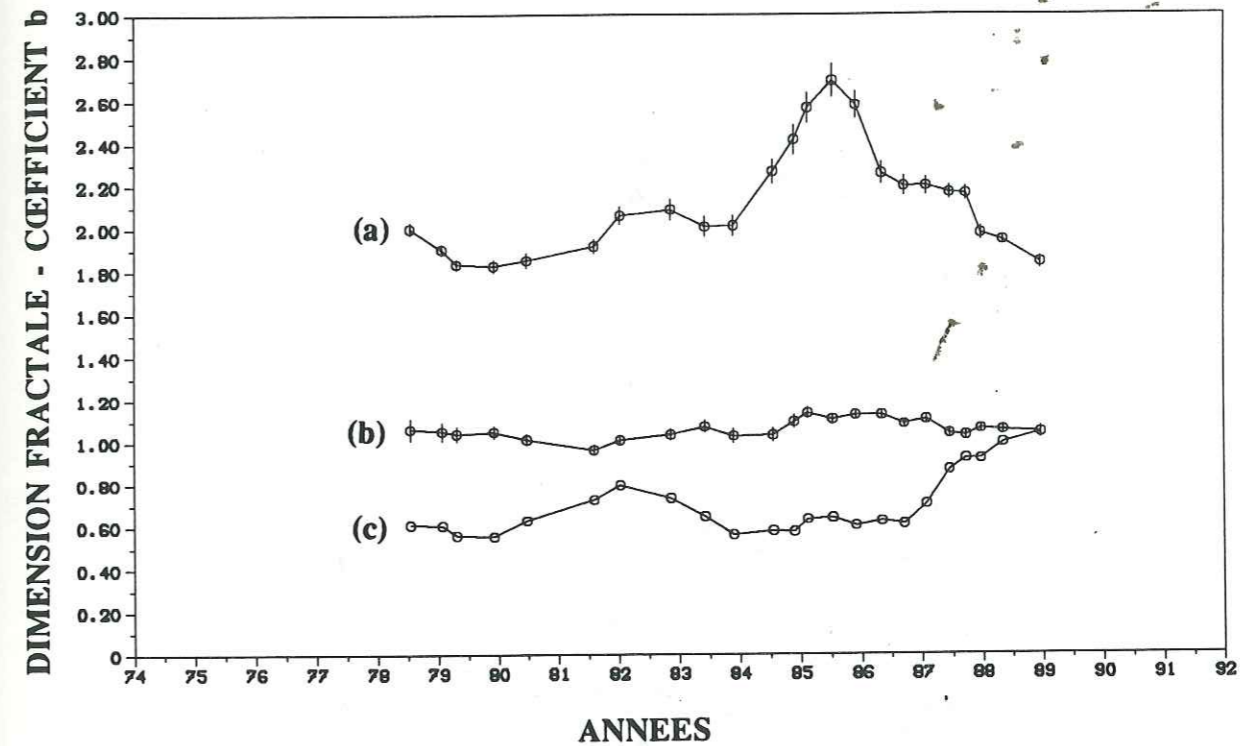


Figure V.20 : Evolution temporelle de la dimension fractale pour les séismes en nids et du coefficient b :  
 (a) dimension fractale : intervalle [0.1-0.5 km],  
 (b) dimension fractale : intervalle [0.5-7.0 km],  
 (c) coefficient b.

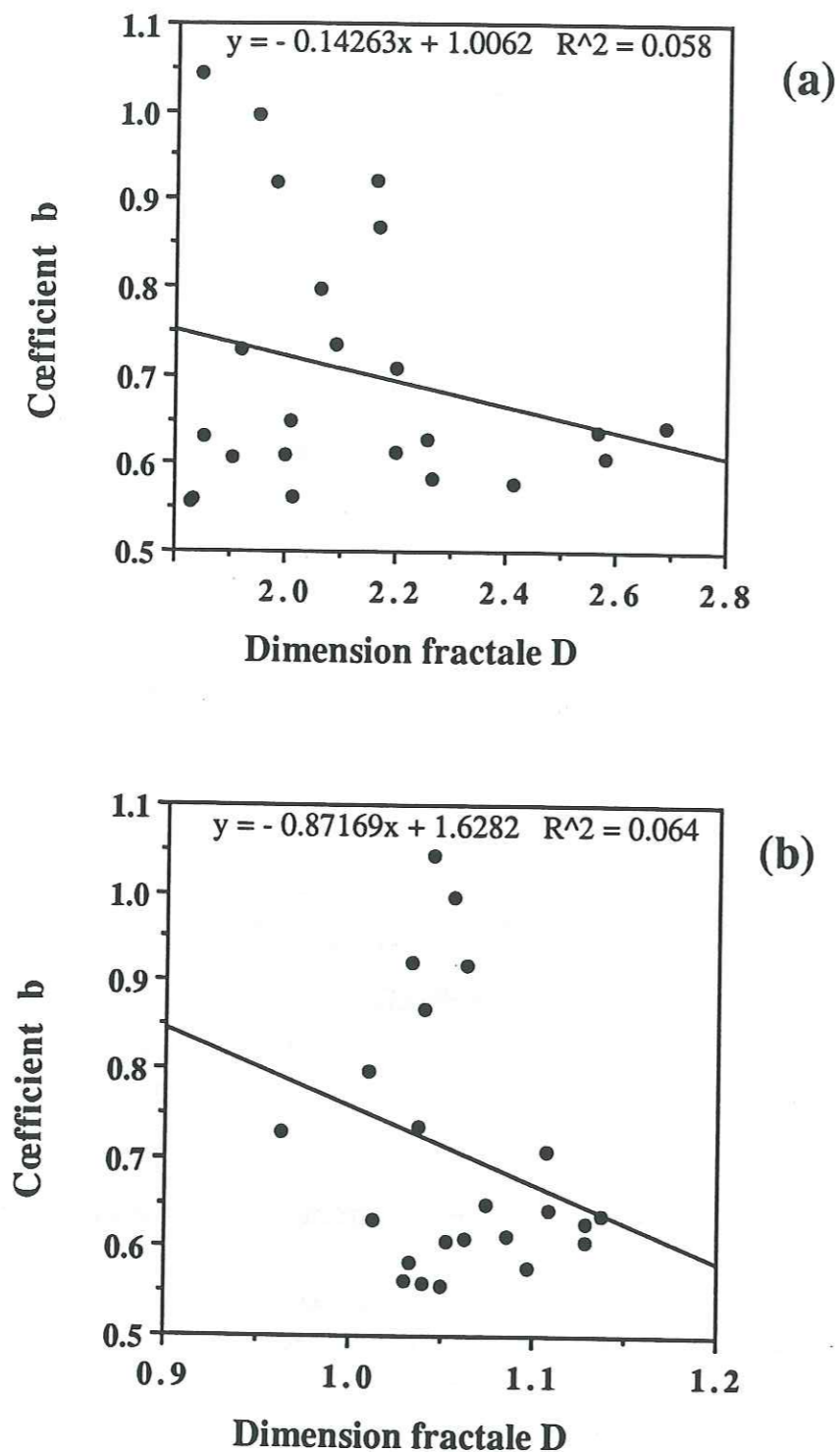


Figure V.21 : Diagrammes coefficient b / dimension fractale :  
 (a) dimension fractale : intervalle [0.1-0.5 km],  
 (b) dimension fractale : intervalle [0.5-7.0 km].

faille de San Andreas. Ils ont calculé par la méthode des segments la dimension fractale de portions de failles asismiques et ont montré qu'il n'y avait pas de différences majeures entre les dimensions fractales des failles sismiques et asismiques.

La relation fréquence-magnitude pour l'ensemble de la sismicité diffuse (figure V.22 a) montre que la distribution des points est linéaire (la représentation a été effectuée en cumulé afin de comparer nos résultats avec d'autres études). Ce n'est pas le cas pour la sismicité regroupée en nids (figure V.22 b), il y a une rupture de pente pour  $M_1 \approx 3.0$ . Cette rupture de pente donne donc deux valeurs pour le coefficient b. Deux explications sont proposées pour expliquer cette anomalie :

- L'échantillon temporel est trop limité, c'est à dire qu'il manque des fortes magnitudes dans l'intervalle [3.0 - 5.0] pour obtenir une distribution linéaire des points. Cela signifierait donc qu'il faut s'attendre à avoir des séismes plus importants dans les nids afin que la relation statistique de Gutenberg et Richter (1949) soit vérifiée.

- De récentes études (Rundle, 1989; Scholz, 1991; Pacheco and Sykes, 1992; Pacheco *et al.*, 1992) ont montré une rupture de pente dans la relation fréquence-magnitude. Cette rupture se situe aux alentours d'une magnitude critique :  $M_w = 7.5$  dans le cas des séismes situés dans les zones de subduction et  $M_w = 6.0$  dans le cas des séismes liés aux failles transformantes (Scholz, 1991). Outre la magnitude de coupure minimale qui donne la limite de détection du réseau, ils ont pris une magnitude de coupure maximale qui permet de s'affranchir du problème de la limitation de la fenêtre temporelle. En effet, il y a peu de chances pour que tous les tremblements de terre importants apparaissent sur la période de temps étudiée, d'où la nécessité de restreindre la gamme de magnitudes. Ces auteurs ont proposé que les tremblements de terre au-dessous de la magnitude critique n'aient pas de limites, les ruptures pouvant se propager horizontalement et verticalement (2 dimensions) contrairement aux autres qui sont limitées par l'épaisseur de la schizosphère (partie fragile de la lithosphère). Ils ne peuvent se propager qu'horizontalement, ils sont donc confinés entre la surface terrestre et la zone de transition fragile-ductile (figure V.23 a). La schizosphère s'étend de la surface jusqu'à une profondeur correspondant à une température critique où la transition fragile-ductile s'effectue. Pour les roches de type continental, cette température est de l'ordre de 300°C, ce qui correspond à une profondeur de 10-20 km (pour les zones de subduction, cette température est atteinte à une profondeur de 40-50 km du fait du refroidissement lié à la subduction du slab océanique).

Les séismes mineurs et majeurs sont des objets fractals mais ils n'appartiennent pas au même ensemble fractal. En effet, les petits séismes apparaissent sur la faille avec une distribution donnée par la loi fréquence-magnitude, tandis que le tremblement de terre plus important qui implique toute la faille n'appartient pas à cette distribution (Scholz, 1991).

La relation de Gutenberg et Richter est vérifiée pour la sismicité naturelle, mais dans ce cas, les contraintes (dues à la tectonique des plaques) créant les séismes ne diminuent pas au cours du temps (elles sont relaxées de temps en temps). Cela signifie donc qu'avec le temps toute la gamme de magnitude apparaît et respecte ainsi la relation

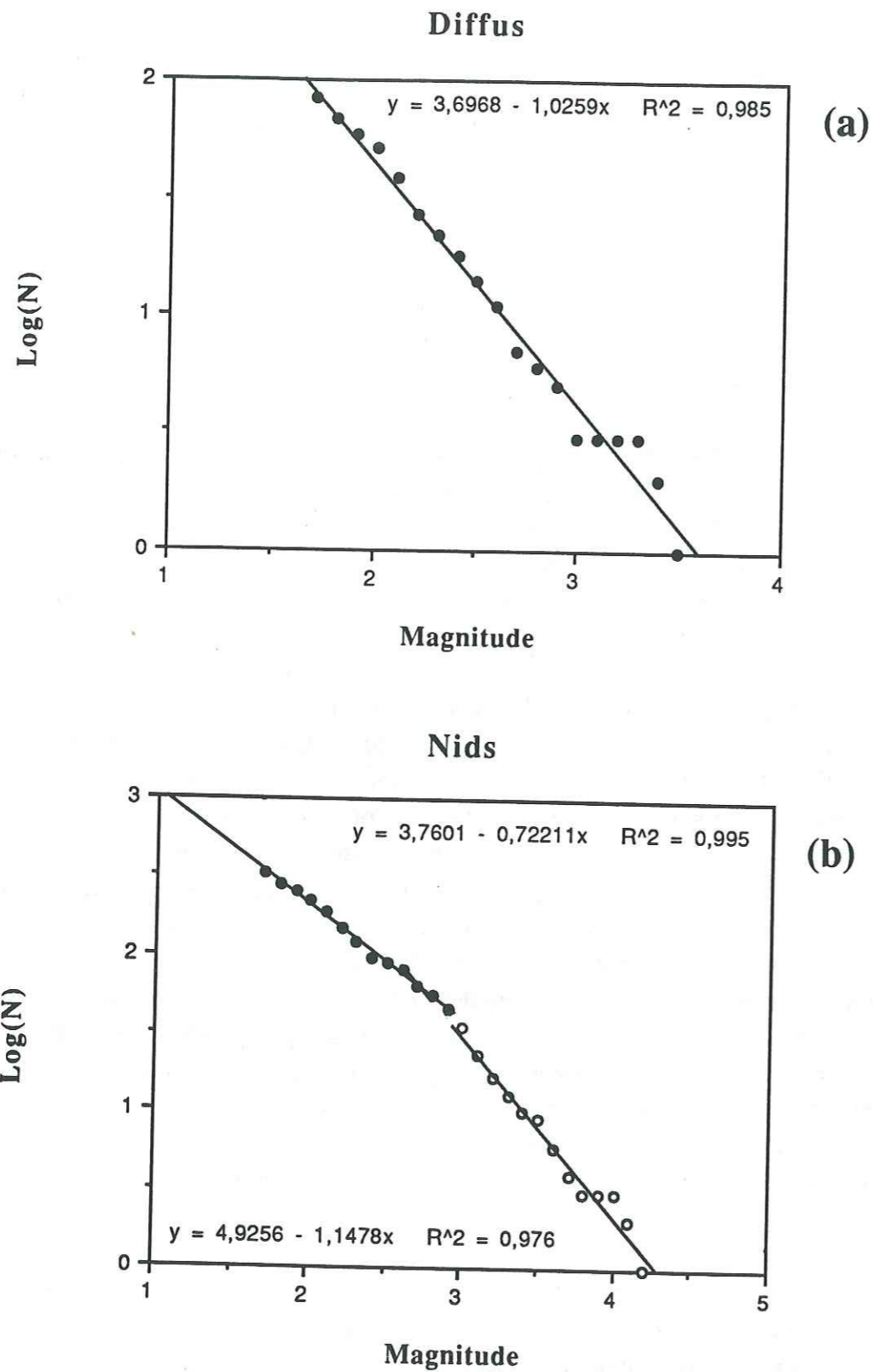


Figure V.22 : Représentation en cumulé de la loi fréquence-magnitude (N : nombre d'évènements) :

- (a) sismicité diffuse,
- (b) sismicité regroupée en nids.

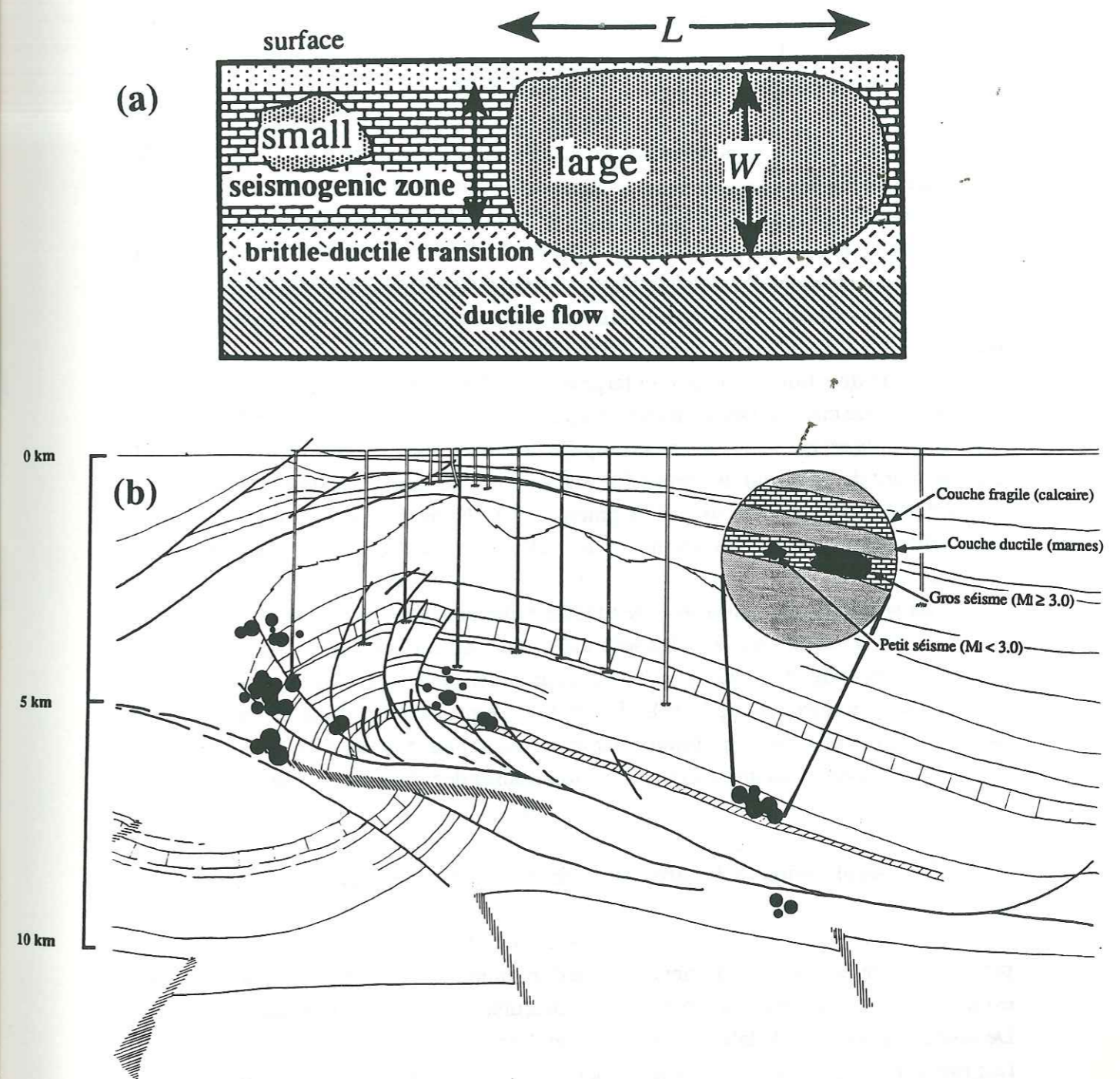


Figure V.23 : (a) Deux types de tremblements de terre : petit (non limité) et gros (limité). La limitation en taille des séismes est due à l'épaisseur de la zone sismogénique.  $L$  est la longueur de la rupture le long de la faille,  $W$  est la largeur de la rupture (d'après Pacheco *et al.*, 1992). (b) Adaptation du modèle précédent à une échelle inférieure pour le gisement de Lacq. La zone sismogénique est ici remplacée par une couche calcaire, la zone ductile par des couches de marnes.



fréquence-magnitude. Par contre, dans le cas de la sismicité induite, le moteur à l'origine de l'apparition de cette sismicité (chute de la pression du gaz dans le réservoir) s'est fortement affaibli depuis ces dernières années. Comme la chute de pression ainsi que la sismicité diminuent de plus en plus, il y a une forte probabilité pour que les séismes importants prédits par la relation de Gutenberg et Richter ne se forment pas. Il est important de noter que la diminution de la sismicité pourrait aussi être due à un blocage des failles, ce qui entraînerait l'apparition de séismes importants. Cependant les contraintes se libèrent aussi de façon asismique sur Lacq, ce qui renforce l'idée que nous avons une très faible probabilité d'avoir des événements majeurs nouveaux.

Nous avons vu que la mécanique du dôme jouait un rôle prépondérant dans l'étude de la dimension fractale de corrélation liée aux nids de sismicité. Cette géométrie peut très bien influencer aussi l'exposant  $b$  lié aux séismes des nids. En effet au-dessous de la magnitude critique de 3.0 déterminée dans notre cas, les séismes peuvent se développer dans les deux directions (longueur et largeur) à l'intérieur des bancs, tandis qu'au-dessus de la magnitude critique, les sources sismiques sont limitées par l'épaisseur des bancs ce qui fait que ces séismes ne peuvent se propager que dans une direction (figure V.23 b). Il est important de noter que les propriétés mécaniques de ces bancs sont contrastées, du type fragile-plastique (Grasso and Feignier, 1990). Nous retrouvons ainsi à une autre échelle le phénomène décrit par Scholz (1991), Pacheco et Sykes (1992) et Pacheco *et al.* (1992).

La sismicité relocalisée avec le modèle tridimensionnel se trouve principalement située sous le réservoir de gaz, et les séismes en nids suivent la géométrie des bancs. Les bancs fragiles (calcaire, épaisseur 400 m) sont situés entre des bancs à comportement ductile (marnes, épaisseur 500 m). La rupture se propagerait donc à l'intérieur des niveaux fragiles et serait ainsi limitée par les niveaux plus ductiles dans lesquels il n'est pas possible d'avoir d'accumulations de contraintes sur des plans de cisaillement.

### V.5 Application à la prévision sismique et au risque sismique ?

Un des paramètres le plus anciennement utilisé en sismologie en matière de prévision sismique est le coefficient  $b$ . Une diminution de ce facteur au cours du temps est très souvent interprétée comme un signe précurseur d'un prochain séisme important. De nombreuses études de laboratoire sur échantillons de roches ont montrées que lorsque l'on met l'éprouvette sous contrainte la valeur de  $b$  chute brusquement avant la rupture (Mogi, 1962; Scholz, 1968; Main *et al.*, 1989). Cependant lors des études à l'échelle tectonique, cette décroissance de  $b$  n'est pas toujours suivie d'un séisme important. Robinson (1979), ainsi que Volant *et al.* (1992) proposent que le comportement du coefficient  $b$  puisse être influencé par la libération asismique des contraintes (*slow earthquakes*), phénomène qui est difficilement quantifiable du fait de l'absence de mesures continues de déformation.

Si la dimension fractale est non corrélée à  $b$ , cela signifie alors qu'elle prend en compte des paramètres physiques différents de ceux qui influencent le comportement de  $b$ . Différentes études des variations temporelles du coefficient  $b$  ont montré que ce n'était pas un facteur de prévision des séismes majeurs très fiable dans tous les cas. C'est une des raisons pour laquelle l'évolution temporelle de la dimension fractale (de capacité ou de corrélation) est de plus en plus utilisée pour essayer de prévoir l'apparition des séismes importants. Hirata *et al.* (1987) ont effectué des essais en laboratoire analogues aux études du coefficient  $b$ , et ils en ont déduit que l'évolution temporelle de  $D$  semblait être plus significative que celle de  $b$  pour prédire le moment de fracturation totale de l'échantillon. En fait, la dimension fractale diminue de plus en plus au fur et à mesure de la coalescence des événements autour du plan préférentiel de rupture pour atteindre une valeur proche de 2.0 lors de la fracturation de l'éprouvette. A ce moment tous les microcracks sont alors distribués sur le plan de cisaillement et ne sont donc plus répartis dans le volume de l'éprouvette.

Le même genre d'étude a été effectuée à l'échelle macroscopique dans les mines. En effet, la prévision des coups de toits dans les mines fait l'objet de nombreuses études car les dommages corporels et matériels sont très importants. Une approche relativement récente par le biais des fractales (Xie and Pariseau, 1992) semble être prometteuse quant à la prévision de ces accidents. Ces auteurs ont en effet remarqué une nette diminution de la dimension fractale juste avant le coup de toit. Plus les événements microsismiques se regroupent (coalescence) près du coup de toit, plus la dimension fractale est faible.

Une autre étude concernant la prévision sismique est celle faite par Smalley *et al.* (1987). Ils ont proposé une méthode originale afin de caractériser l'apparition temporelle d'essaims de séismes (*clusters*) au cours du temps en appliquant les concepts de la géométrie fractale (poussière de Cantor). Ils ont montré que la dimension fractale peut décrire la force d'apparition des essaims, c'est à dire la durée entre ces essaims. Dans ce cas, il s'agit d'une dimension fractale temporelle. Plus l'essaim est isolé temporellement, plus  $D$  est faible. Un des objectifs de ce type de calcul serait de voir si un changement dans la dimension fractale associée à la formation d'essaims de séismes pourrait indiquer un prochain tremblement de terre important.

Dans le cas de Lacq, nous avons peu de variations temporelles de la dimension fractale, excepté l'augmentation due à la coalescence du nid du Sud-Ouest. Il est donc difficile d'effectuer une corrélation avec les séismes majeurs du fait du peu de variations. Par contre le fait d'avoir la quasi-totalité des séismes importants ( $M_1 \geq 3.0$ ) localisés dans les nids indique bien les endroits potentiels où il y a le plus fort risque d'avoir un tremblement de terre important. Les séismes majeurs de Lacq ne se produisent pas n'importe où, il leur faut un espace suffisamment important (failles préexistantes) pour naître.

## V.6 Mise en évidence de la migration des séismes sur Lacq par les fractales

Lorsque l'on regarde l'évolution temporelle entre les périodes 1976-1979 et 1982-1989, il est difficile de remarquer une migration nette de la sismicité, que ce soit en représentation épacentrale ou sur les coupes (figures V.24 a, b, c, d, e et f). En effet nous avons des séismes profonds et superficiels dans les deux périodes de temps.

Il en est tout autrement si l'on considère uniquement les nids de sismicité définis précédemment à partir de la distance de coupure ( $r = 0.5$  km). En effet, dans ce cas là, on observe une migration très nette entre les deux périodes de temps. Nous avons placé les mêmes limites spatiales pour les deux périodes de temps afin de bien marquer le contraste (figures V.25 a, b, c, d, e et f). Lorsque nous traçons l'évolution temporelle de la sismicité en fonction de la profondeur, pour les différentes classes de sismicité la migration, apparaît aussi de façon nette (figures V.26 a, b et c). Cette migration est due à l'effet poro-élastique qui augmente au cours du temps du fait de l'extraction de gaz qui sollicite des zones de plus en plus éloignées du centre du gisement.

## V.7 Conclusion

En utilisant la dimension fractale de corrélation pour les séismes induits par l'exploitation du gaz de Lacq, nous avons distingué deux classes de sismicité :

- 1) une classe de sismicité diffuse. Ces séismes sont tous situés à plus de 500 m les uns des autres.
- 2) une classe de séismes regroupés en nids d'activités. Un séisme appartient à un nid s'il a au moins un voisin situé à moins de 500 m de lui.

La représentation des nids de sismicité donne une image des zones de fracturation. Cela se révèle intéressant dans notre cas car la localisation des failles actives est mal connue.

Tous les séismes de fortes magnitudes ( $M_I \geq 3.0$ ) sont regroupés dans les nids. Les déformations sismiques majeures sont donc situées à des emplacements très précis et ne sont pas distribuées de façon aléatoire.

Les séismes diffus ne sont pas assez nombreux pour que l'on puisse déterminer correctement l'intégrale de corrélation.

Les nids de séismes montrent un comportement fractal spatial à deux échelles, quantifié par deux dimensions fractales :

- 1) Un premier comportement lié à la distribution des événements à l'intérieur des nids.
- 2) Un second comportement lié à la répartition spatiale des nids les uns par rapports aux autres. Cette répartition est guidée par la structure géologique en dôme. La

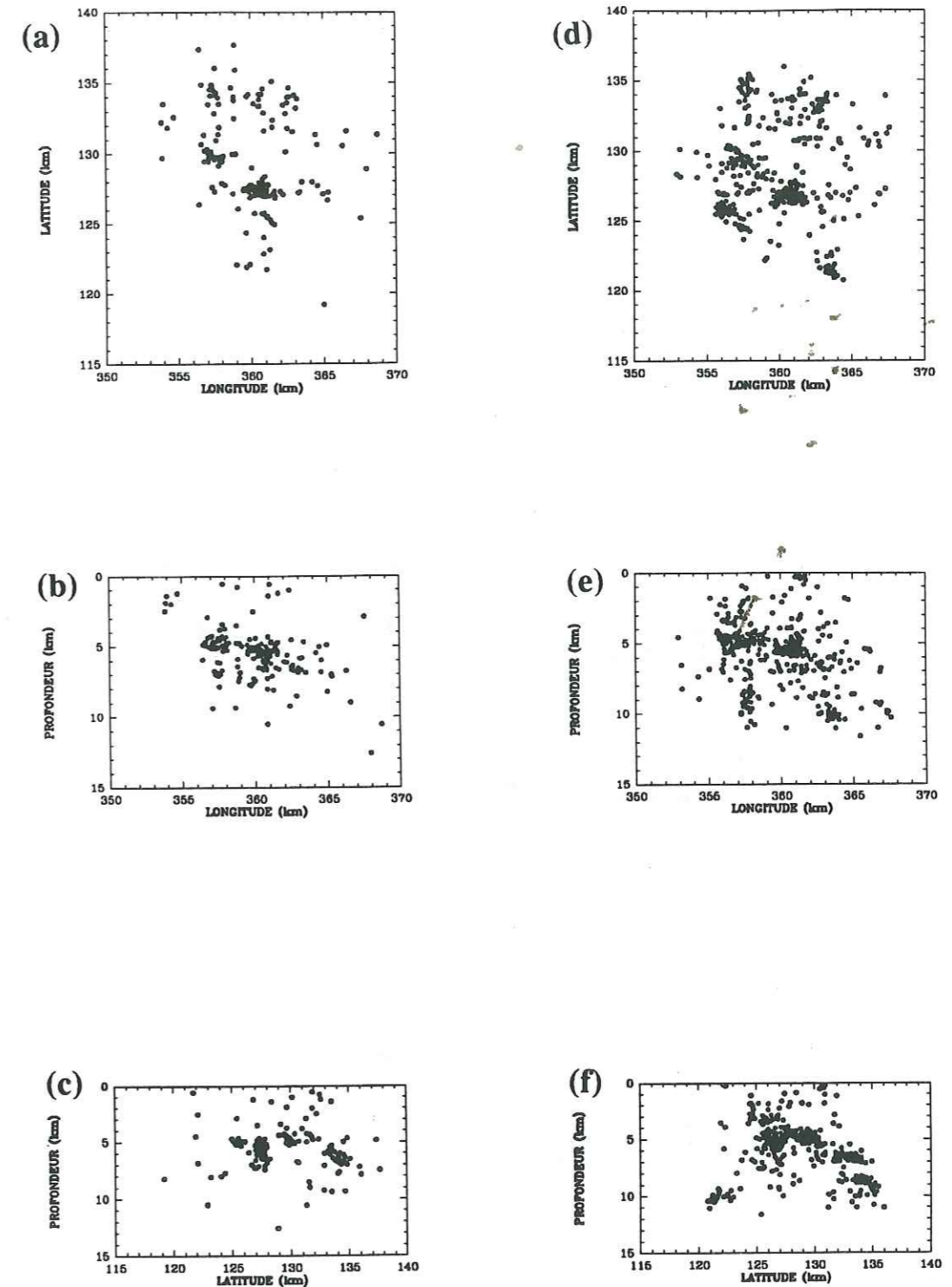


Figure V.24 : Séismes relocalisés :  
a) période 1976-1979, représentation épacentrale,  
b) période 1976-1979, coupe Est-Ouest (tous les séismes sont projetés),  
c) période 1976-1979, coupe Nord-Sud (tous les séismes sont projetés),  
d) période 1982-1989, représentation épacentrale,  
e) période 1982-1989, coupe Est-Ouest (tous les séismes sont projetés),  
f) période 1982-1989, coupe Nord-Sud (tous les séismes sont projetés).

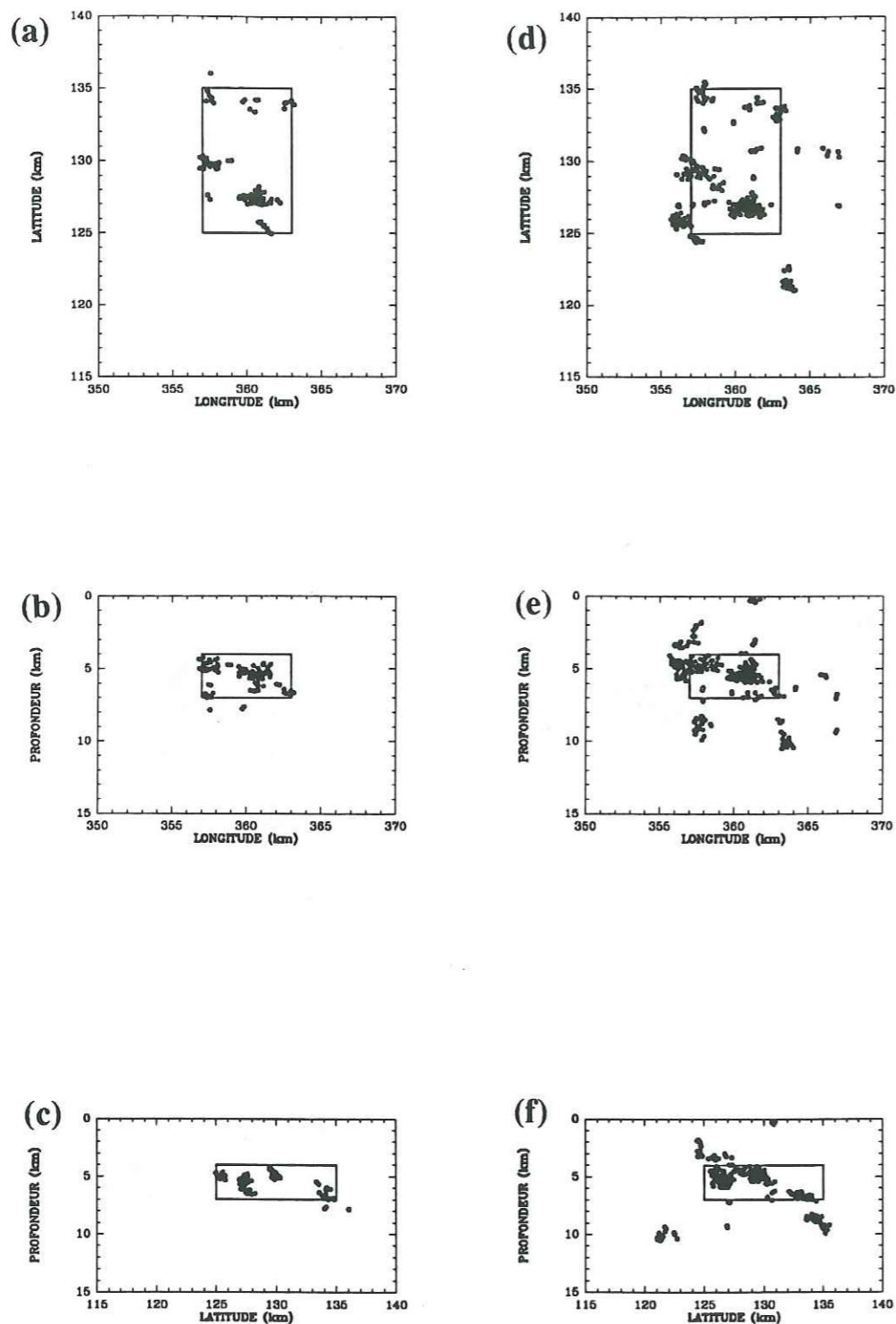


Figure V.25 : Représentation des nids de séismes relocalisés (migration entre 1976-1979 et 1982-1989):

- a) période 1976-1979, représentation épiscopentrale,
- b) période 1976-1979, coupe Est-Ouest (tous les séismes sont projetés),
- c) période 1976-1979, coupe Nord-Sud (tous les séismes sont projetés),
- d) période 1982-1989, représentation épiscopentrale,
- e) période 1982-1989, coupe Est-Ouest (tous les séismes sont projetés),
- f) période 1982-1989, coupe Nord-Sud (tous les séismes sont projetés).

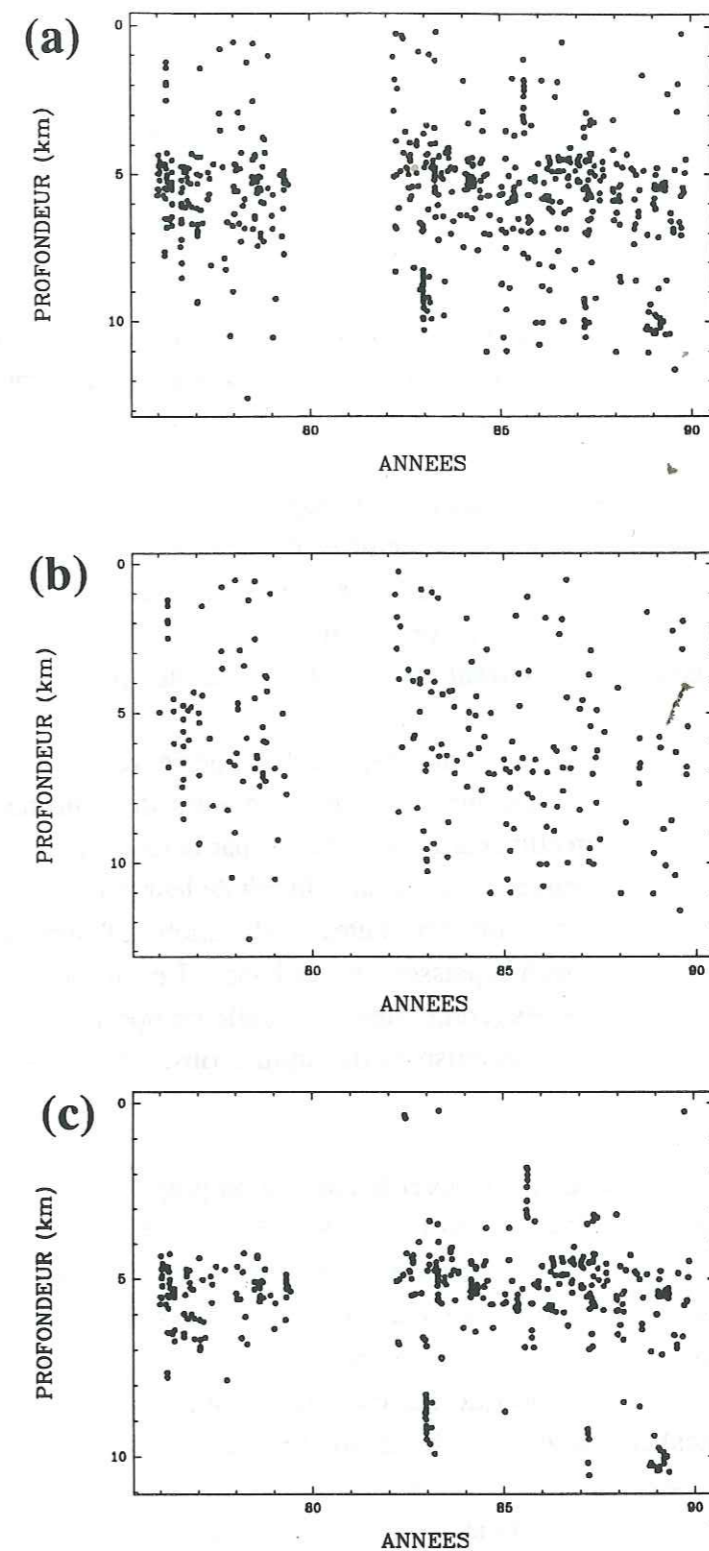


Figure V.26 : Evolution temporelle de la sismicité relocalisée en fonction de la profondeur :

- a) ensemble des séismes,
- b) séismes diffus,
- c) séismes regroupés en nids.

diminution d'une unité entre les deux dimensions fractales indiquerait que nous passons d'un milieu tridimensionnel à un milieu bidimensionnel (bancs formant le dôme).

L'exposant  $b$  des séismes montre aussi un comportement différent entre la sismicité diffuse et les séismes regroupés en nids :

- 1) la sismicité diffuse vérifie la relation statistique de Gutenberg et Richter (1949),
- 2) la sismicité localisée dans les nids montre quant à elle une rupture de pente dans la relation fréquence-magnitude. Cela signifie que l'auto-similarité n'est pas respectée.

On peut expliquer cette brisure de deux façons :

a) soit il manque des événements dans la gamme de magnitude [3.0 - 5.0] et donc on doit s'attendre à ce que des séismes importants se produisent. Cependant, la diminution de la pression dans le réservoir, du taux de sismicité, et la présence d'événements asismiques montrent qu'il y a une faible probabilité pour que ces événements apparaissent.

b) soit les séismes de magnitude supérieure à 3.0 sont limités par l'épaisseur des couches géologiques. Leurs longueurs de ruptures ne peuvent se développer que dans une direction car ils sont dirigés par la structure des bancs formant le dôme. Les autres séismes peuvent quant à eux, du fait de leur petite magnitude, avoir des longueurs de ruptures se propageant dans toutes les directions à l'intérieur des bancs étant donné qu'elles sont inférieures à l'épaisseur de ces bancs. Les propriétés mécaniques des bancs sont fortement contrastées (comportement fragile-comportement plastique) ce qui est en accord avec les deux mécanismes de rupture observés sur Lacq (sismique et asismique).

Il n'a pas été possible de retrouver la corrélation proposée par Aki (1981) entre  $b$  et la dimension fractale ( $D=2b$ ). Notre étude montre toutefois l'existence d'un lien géomécanique entre  $b$  et  $D$  gouverné par la structure géologique du milieu. En effet les séismes de magnitude 3.0 ont des longueurs de failles de l'ordre de 300 m. Or la distance critique déterminée par l'étude de la dimension fractale (500 m) est du même ordre de grandeur. Cela implique donc que les conditions aux limites (dans le cas présent l'épaisseur des bancs) contraignent la dimension fractale ainsi que le coefficient  $b$  (ce qui se traduit par des sauts sur  $D$  et sur  $b$ ). Dans un milieu homogène on ne devrait théoriquement pas s'attendre à avoir de rupture de pente ni pour la relation intégrale de corrélation en fonction de la distance ni pour la relation fréquence-magnitude.

L'installation de capteurs profonds permettrait de pouvoir enregistrer plus d'événements, c'est à dire d'abaisser la magnitude de coupure ( $M_1 = 1.7$ ) du fait de la plus grande sensibilité de détection. Il serait ainsi possible de traiter chaque nid individuellement (du fait du nombre suffisant de séismes) ce qui donnerait des renseignements précis sur chaque zone concernée par un nid (taille, emplacement, énergie nécessaire pour la fracturation de la zone, caractérisation mécanique du matériau ...).

## CONCLUSIONS GENERALES

Arrivé au terme de cette étude nous allons faire brièvement le point sur les principaux résultats apportés lors de ce travail.

Relocalisation tridimensionnelle des séismes :

La relocalisation de la sismicité à l'aide d'un modèle tridimensionnel a montré que l'essentiel des séismes étaient localisés sous le réservoir, ce qui diffère quelque peu des premiers résultats de Grasso et Wittlinger (1990) qui les trouvaient en grande majorité au-dessus du réservoir. Les positions des hypocentres de ces séismes sont étroitement corrélés avec la structure géométrique en dôme du gisement ainsi qu'avec les discontinuités préexistantes.

Mécanismes au foyer :

L'étude des mécanismes au foyer a montré une grande disparité dans les solutions obtenues. Il a cependant été possible de mettre en évidence localement des nids de sismicité montrant des mécanismes identiques (mis en évidence par la méthode des composites). Une étude plus fine par zones a montré une évolution temporelle dans le type de rupture (passage d'un régime en "faille normale" à un régime en "faille inverse").

Dièdres droits et inversion du tenseur des contraintes :

L'application de la méthode des dièdres droits (Angelier et Mechler, 1977) sur nos mécanismes au foyer, ainsi que l'inversion du tenseur des contraintes (Rivera, 1989), ont permis de mettre en évidence, à l'échelle du gisement, le changement temporel observé sur certains mécanismes au foyer (transition faille normale - faille inverse). Nous sommes passés d'un régime en étirement horizontal (période 1976-1986) à un régime en compression maximale horizontale (période 1987-1989).

Nous proposons que dans un premier temps (1976-1986) nous avons eu un effet local majeur en déplacement à la limite du réservoir (entraînant l'apparition de failles normales). Dans un second temps (1987-1989) la compaction du réservoir ayant diminué, nous observons donc un effet, cette fois à distance, des contraintes poro-élastiques et présentant un mécanisme de rupture opposé (failles inverses).

Relation fréquence-magnitude, le coefficient b :

Le gisement de Lacq est un lieu d'étude à une échelle intermédiaire entre l'échantillon de roche de laboratoire et les processus tectoniques à l'échelle des continents. C'est dans cette optique là que nous avons étudié le coefficient b, afin de regarder si l'on pouvait retrouver les résultats expérimentaux proposés. Nous n'avons pas pu démontrer

que, dans le cas de Lacq, l'évolution temporelle du facteur  $b$  pouvait être utilisée comme un signe précurseur d'un événement sismique important. De plus le coefficient  $b$  n'est manifestement pas corrélé ni aux changements de nature des matériaux (Mogi, 1967) ni aux variations de contraintes (Scholz, 1968) induites par la chute de pression du réservoir. Le fait important qui ressort de cette étude est l'importance de l'effet asismique présent sur le gisement de Lacq (glissement sur des failles préexistantes (Grasso *et al.*, 1991)). Cet effet ne peut être pris en compte lors des essais de contrainte en laboratoire, mais à une échelle plus importante, il devient non négligeable et peut ainsi entrer dans une part importante lors de la libération des contraintes. Cette libération de contraintes effectuée de manière asismique peut ainsi expliquer les variations temporelles de  $b$ .

#### Application des fractales à la sismicité :

L'application de la géométrie fractale sur Lacq a fournis des résultats que nous espérons intéressants. En effet, l'étude de la dimension fractale a mis en évidence sur Lacq la présence de deux classes de sismicité. Nous avons d'une part les séismes regroupés en nids dans lesquels on retrouve toute la gamme de magnitude enregistrée sur Lacq ( $1.0 < M_l < 4.2$ ) et d'autre part les séismes diffus pour lesquels la magnitude est inférieure à 3.0. Les séismes importants ( $M_l > 3.0$ ) ne sont donc pas distribués au hasard, ils sont uniquement localisés à l'intérieur des nids. La sismicité diffuse n'est pas assez importante pour que l'on puisse effectuer des calculs sérieux concernant sa dimension fractale. Par contre la sismicité en nids a montré un double caractère fractal. Les séismes intra-nids ont une dimension fractale de l'ordre de 2.4 et les nids entre eux ont une dimension fractale de l'ordre de 1.3. Ce saut d'une unité suggère que la géométrie des nids est contrôlée par une structure de dimension fractale 2.0 (dôme du réservoir). La distinction entre sismicité en nids et sismicité diffuse a permis de montrer de façon claire la migration des séismes liée à l'effet poro-élastique.

L'étude du coefficient  $b$  pour la sismicité diffuse montre une relation fréquence-magnitude linéaire ce qui n'est pas le cas pour les séismes en nids. En effet, on observe dans ce cas une rupture de pente pour  $M_l \approx 3.0$  ce qui montre une limitation physique pour les séismes de magnitude supérieure à 3.0. On explique ce phénomène par une alternance de couches fragiles-ductiles de l'anticlinal de Lacq. Les résultats obtenus sont similaires aux conclusions de Scholz (1991), mais à une échelle inférieure.

Nous n'avons pas pu vérifier la formule proposée par Aki (1981) entre  $b$  et la dimension fractale ( $D=2b$ ). Il semble cependant exister un lien géomécanique entre  $b$  et  $D$  gouverné par la structure du milieu et caractérisé par une distance critique ( $r \approx 500$  m). Cette distance critique (obtenue à partir de l'étude de la dimension fractale de corrélation) est du même ordre de grandeur que : (1) l'épaisseur des bancs géologiques sous le réservoir et (2) la longueur de faille mobilisée pour un séisme de magnitude 3. Les conditions aux limites dictées par la géologie influencent donc la longueur de faille et la magnitude des séismes. Ce sont ces deux paramètres, quantifiés par la dimension fractale et le coefficient  $b$ , que nous retrouvons ainsi liés par la structure géologique.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aki, K., Characterization of barriers on an earthquake fault, *J. Geophys. Res.*, **84**, 6140-6148, 1979.
- Aki, K., A probabilistic synthesis of precursory phenomena, in *Earthquake Prediction : An International Review, Maurice Ewing Ser.*, vol. 4 edited by D. W. Simpson and P. G. Richards, 566-574, AGU, Washington, D.C., 1981.
- Allègre, C. J., J. L. Le Mouel and A. Provost, Scaling rules in rock fracture and possible implications for earthquake prediction, *Nature*, **297**, 47-49, 1982.
- Angelier J. et P. Mechler, Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits, *Bull. Soc. Géol. France*, **6**, 1309-1318, 1977.
- Angelier J. et S. Manoussis, Classification automatique et distinction des phases superposées en tectonique de failles, *C. R. Acad. Sc. France, (D)* **288**, 307-310, 1980.
- Angelier, J., Analyse qualitative et quantitative de populations de jeux de failles, *Bull. Soc. Géol. France*, **7**, 661-672, 1983.
- Armijo R. et A. Cisternas, Un problème inverse en microtectonique cassante, *C. R. Acad. Sci. Paris* **287 (D)**, 595-598, 1978.
- Armijo R., E. Carey and A. Cisternas, The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases, *Tectonophysics*, **82**, 145-160, 1982.
- Aviles, C. A., C. H. Scholz and J. Boatwright, Fractal analysis applied to characteristic segments of the San Andreas fault, *J. Geophys. Res.*, **92**, 331-344, 1987.
- Barnsley, M., *Fractals Everywhere*, Academic Press, Harcourt Brace Jov. Publishers, Atlanta 1988.
- Barriere, B. and D. L. Turcotte, A scale-invariant cellular-automata model for distributed seismicity, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 2011-2014, 1991.
- Bell, J. S. The stress regime of the Scotian Shelf, offshore eastern Canada, to 6 kilometers depth and implications for rock mechanics and hydrocarbon migration, in *Rock at Great Depth*, vol. 3, edited by V. Maury and D. Fourmaintraux, 1243-1265, Balkema, Rotterdam, 1990.
- Bell, J. S., G. Caillet and A. Le Marrec, The present-day stress regime of the southwestern part of the Aquitaine Basin, France, as indicated by oil well data, *J. Struct. Geology*, **14**, 1019-1032, 1992.
- Ben Slimane, K., R. Revalor and M. Al Heib, Seismic monitoring : a help in the planning of mine layouts in french coal mines subject to rockbursts, *Workshop on induced seismicity, 33<sup>rd</sup> U.S. Symposium on Rock Mechanics*, Santa Fe, New Mexico, 161-169, 1992.
- Bergé, P., Y. Pomeau et Ch. Vidal, L'ordre dans le chaos, *Hermann, Collection Enseignement des Sciences*, 353 pp., 1984.
- Besnard, M., HADES, Version 2.2, *programme interne LGIT*, 1991.
- Boillot G. et R. Capdevila, The Pyrenees : subduction and collision ?, *Earth and Plan. Sci. Lett.*, **35**, 151-160, 1977.
- Bott, M. H. P., The mechanics of oblique slip faulting, *Geol. Mag.*, **97**, 109-117, 1959.
- Brillinger, D. R., A. Udias and B. A. Bolt, A probability model for regional focal mechanism solutions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 149-170, 1980.
- Brown, S. R. and C. H. Scholz, Broad bandwidth study of the topography of natural rock surfaces, *J. Geophys. Res.*, **90**, 12575-12582, 1985.
- Brown, S. R., Fluid flow through rock joints : the effect of surface roughness, *J. Geophys. Res.*, **92**, 1337-1347, 1987.

Burridge, R. and L. Knopoff, Body force equivalents for seismic dislocations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54, 1875-1888, 1964.

Burrough, P. A., Fractal dimensions of landscapes and other environmental data, *Nature*, 294, 240-242, 1981.

Carey, E., Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles: calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement, *Thèse, Université de Paris-Sud*, 1976.

Carey-Gailhardis E. and J. L. Mercier, A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseisms and microseismicity of Southern Peru, *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 82, 165-179, 1987.

Choukroune, P., Structure et évolution tectonique de la Zone Nord-Pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité sub-verticale, *Thèse U.S.T.L., Montpellier*, 276 pp., 1974.

Choukroune, P., M. Seguret et A. Galdeano, Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées : un modèle de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 600-611, 1974.

Choukroune, P. et M. Mattauer, Tectonique des plaques et Pyrénées : sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, 689-700, 1978.

Choukroune, P. and the ECORS Team, The ECORS pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt, *Tectonics*, 1, 23-39, 1989.

Cousteau, R., Premiers résultats de l'étude tectonique du Gisement de Lacq profond, *rapport SNEA(P), RG/cg, 65/2277*, 1965.

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

Daignières, M., B. de Cabissole, J. Gallart, A. Hirn, E. Surinach and M. Torne, Geophysical constraints on the deep structure along the ECORS Pyrenees line, *Tectonics*, 5, 1051-1058, 1989.

Das, S. and K. Aki, Fault planes with barriers : a versatile earthquake model, *J. Geophys. Res.*, 82, 5658-5670, 1977.

Davy, P., A. Sornette and D. Sornette, Experimental discovery of scaling laws relating fractal dimensions and the length distribution exponent of fault systems, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 361-363, 1992.

De Lanlay, J., Lacq profond, calage de l'historique sur le modèle, *rapport interne SNEA(P) EP/SIPRO/IGIN N°E.90.020*, 1990.

Dubois, J. and L. Nouaili, Quantification of the fracturing of the slab using a fractal approach, *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 94, 97-108, 1989.

Duclos Njike-Kassala, J., A. Souriau, J. Gagnepain-Beyneix, L. Martel and M. Vadell, Frequency-magnitude relationship and Poisson's ratio in the Pyrenees, in relation to earthquake distribution, *submitted to Tectonophysics*, 1992.

ECORS Pyrenees Team, The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees, *Nature*, 311, 5-7, 1988.

Feignier, B. Comportement à la source de séismes induits : caractérisation géomécanique, *Thèse, Université de Grenoble*, 270 pp., 1989.

Feignier, B. and J.-R. Grasso, Seismicity induced by gas production: I. Correlation of focal mechanisms and dome structure, *Pure Appl. Geophys.*, 134, 405-426, 1990.

Feignier, B. and J.-R. Grasso, Relation between seismic source parameters and mechanical properties of rocks : a case study, *Pure Appl. Geophys.*, 137, 175-199, 1991.

Flament, J. M., Coupe structurale de l'anticlinal de Lacq, n° 8512, *document ELF Aquitaine*, 1984.

Fréchet, J. et J.-P. Glot, HYPREF, version HYPO71 modifiée, *programme interne LGIT*, 1986.

Fréchet, J., Bibliothèque Graf-X, version 6.0, *programme interne LGIT*, 1990.

Fry, J. N. and P. J. E. Peebles, Statistical analysis of catalogs of extragalactic objects. IX. The four-point galaxy correlation function, *Astrophys. J.*, 221, 19-33, 1978.

Gagnepain, J., T. Modiano, A. Cisternas, J.-C. Ruegg, M. Vadell, D. Hatzfeld et J. Mezcuca, Sismicité de la région d'Arette (Pyrénées-Atlantiques) et mécanismes au foyer, *Ann. Géophys.*, 36, 499-508, 1980.

Gagnepain-Beyneix, J., 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 Pyrenees, *Ann. Géophys.*, 3, 239-248, 1985.

Gephart, J. W. and D. W. Forsyth, An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence, *J. Geophys. Res.*, 89, 9305-9320, 1984.

Gibowicz, S. J., Physics of fracturing and seismic energy release : a review, *Pure Appl. Geophys.*, 124, 611-658, 1986.

Grassberger, P., Generalized dimensions of strange attractors, *Phys. Lett. A*, 97, 227-230, 1983.

Grassberger, P. and I. Procaccia, Measuring the strangeness of strange attractors, *Physica D*, 9, 189-208, 1983.

Grasso, J.-R., M. Cueur and G. Pascal, Use of two inverse techniques. Application to a local structure in the New Hebrides island arc, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 75, 437-472, 1983.

Grasso, J.-R., P. Vialon et D. Fabre, Etude géomécanique de la sismicité dans la région de Lacq, *Rapport interne IRIGM-SNEA(P)*, 400 pp., 1985.

Grasso, J.-R. and G. Wittlinger, Ten years of seismic monitoring over a gas field, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 450-473, 1990.

Grasso, J.-R. and B. Feignier, Seismicity induced by gas production: II. Lithology correlated events, induced stresses and deformation, *Pure Appl. Geophys.*, 134, 427-450, 1990.

Grasso, J.-R., P. Volant, D. Fourmaintraux and V. Maury, Relation between hydrocarbon extraction, local triggered earthquakes and major regional earthquakes: example of the Pyrenean area, *32<sup>nd</sup> U.S. Symposium on Rock Mechanics*, Oklahoma, 1991.

Grasso, J.-R., P.-Y. Bard, P. Volant et F. Guyoton, Evaluation du risque sismique du complexe industriel de Lacq : II Estimation de la taille des séismes induits localement, *Rapport interne IRIGM-SNEA(P)*, 48 pp., 1991.

Grasso, J.-R., D. Fourmaintraux et V. Maury, Le rôle des fluides dans les mécanismes d'instabilités de la croûte supérieure : l'exemple des exploitations d'hydrocarbures, *Bull. Soc. Géol. France*, 1, 27-36, 1992.

Gutenberg, B. and C. F. Richter, Seismicity of the Earth and Associated Phenomenon, *Princeton University Press*, Princeton, 1949.

Guyoton, F., J.-R. Grasso and P. Volant, Interrelation between induced seismic instabilities and complex geological structure, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 705-708, 1992.

Haessler, H., P. Hoang Trong et G. Wittlinger, Microsismicité et tectonique : quelques résultats concernant la région d'Arette (Pyrénées Atlantiques), *C. R. Acad. Sc. Paris*, 286, Série D, 1285-1288, 1978.

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

Hanks, T. C., *b*-values and  $\omega^{-\gamma}$  seismic source models : Implications for tectonic stress variations along active crustal fault zones and the estimation of high-frequency strong ground motion, *J. Geophys. Res.*, 84, 2235-2242, 1979.

Heffer, K. J., and T. G. Bevan, Scaling relationships in natural fractures : data, theory, and application, *Europec 90*, 367-376, The Hague, Netherlands, 22-24 October, 1990.



- Henderson J. and I. Main, A simple fracture-mechanical model for the evolution of seismicity, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 365-368, 1992.
- Hentschel, H. G. E. and I. Procaccia, The infinite number of generalized dimensions of fractals and strange attractors, *Physica 8D*, 435-444, 1983.
- Hirata, T., T. Satoh and K. Ito, Fractal structure of spatial distribution of microfracturing in rock, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 90, 369-374, 1987.
- Hirata, T., A correlation between the *b*-value and the fractal dimension of earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 94, 7507-7514, 1989.
- Hoang Trong, P. et D. Rouland, Mécanisme au foyer du séisme d'Arette, Pyrénées-Atlantiques, *C. R. Acad. Sc. Paris, Série D*, 3249-3251, 1971.
- Houpeurt, A., Le champ de Lacq, rapport interne SNEA(P) ETU-GIS-PAU/n° 77.161, 1977.
- Huang, J. and D. L. Turcotte, Fractal distributions of stress and strength and variations of *b*-value, *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 91, 223-230, 1988.
- Ito K. and M. Matsuzaki, Earthquakes as self-organized critical phenomena, *J. Geophys. Res.*, 95, 6853-6860, 1990.
- Julien, Ph. and F. H. Cornet, Stress determination from aftershocks of the Campania-Luciana earthquake of November 23, 1980, *Ann. Geophys.*, 3, 289-300, 1987.
- Kagan, Y. Y. and L. Knopoff, Spatial distribution of earthquakes : the two-point correlation function, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 62, 303-320, 1980.
- Kanamori, H. and D. L. Anderson, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1073-1096, 1975.
- King, G., The accommodation of large strains in the upper lithosphere of the earth and other solids by self-similar fault systems : The geometrical origin of *b*-value, *Pure Appl. Geophys.*, 121, 761-815, 1983.
- Kowalik, W. S. and D. P. Gold, The use of Landsat-1 imagery in mapping lineaments in Pennsylvania, *Proc. 1st Int. Conf. on the New Basement Tectonics*, Utah Geol. Soc., 236-249, 1976.
- Kranz, R. L., T. Satoh, O. Nishizawa, K. Kusunose, M. Takahashi, K. Masuda and A. Hirata, Laboratory study of fluid pressure diffusion in rock using acoustic emissions, *J. Geophys. Res.*, 95, 21593-21607, 1990.
- Lay, T. and H. Kanamori, An asperity model of great earthquake sequences, in *Earthquake Prediction : An International Review, Maurice Ewing Ser.*, vol. 4 edited by D. W. Simpson and P. G. Richards, 579-592, AGU, Washington, D.C., 1981.
- Lee, W. H. and J. E. Lahr, HYPO71 a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of focal earthquakes, *U. S. Geol. Surv. Open File Rep.*, 75-331, 1975.
- McKenzie D. P., The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 591-601, 1969.
- McKenzie, D. P., Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30, 109-185, 1972.
- Main, I. G., P. G. Meredith and C. Jones, A reinterpretation of the precursory seismic *b*-value anomaly from fractures mechanics, *Geophysical Journal*, 96, 131-138, 1989.
- Main, I. G., S. Peacock and P. G. Meredith, Scattering attenuation and the fractal geometry of fracture systems, *Pure Appl. Geophys.*, 133, 283-304, 1990a.
- Main, I. G., P. G. Meredith, P. R. Sammonds and C. Jones, Influence of fractal flaw distributions on rock deformation in the brittle field, in *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics, Geol. Soc. Spec. Publi.*, 54, 81-96, 1990b.
- Mandelbrot, B. B., How long is the coast of Britain ? Statistical self-similarity and fractional dimension, *Science* 155, 636-638, 1967.
- Mandelbrot, B. B., Fractals : Form, Chance, and Dimension, 365 pp, W. H. Freeman, San Francisco, Calif., 1977.
- Mandelbrot, B. B., The Fractal Geometry of Nature, 468 pp., W. H. Freeman, San Francisco, Calif., 1982.
- Mandelbrot, B. B., D. Passoja and A. Paullay, Fractal character of fractures surfaces of metals, *Nature*, 308, 721-722, 1984.
- Mattauer, M., Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne, *Revue de Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, 1, 3-11, 1968.
- Mogi, K., Study of the elastic shocks caused by the fracture heterogeneous materials and its relation to earthquake phenomena, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 40, 125-173, 1962.
- Mogi, K., Earthquakes and fractures, *Tectonophysics*, 5, 35-55, 1967.
- Nicolas, M., J.-P. Sautoire and P.-Y. Delpéch, Intraplate seismicity : new seismotectonic data in Western Europe, *Tectonophysics*, 179, 27-53, 1990.
- Nur, A., The origin of tensile fracture lineaments, *J. Struct. Geology*, 4, 1, 31-40, 1982.
- Okubo, P. G. and K. Aki, Fractal geometry in the San Andreas fault system, *J. Geophys. Res.*, 92, 345-355, 1987.
- Otsuka, M., A chain reaction type source model as a tool to interpret the magnitude-frequency relation of earthquakes, *J. Phys., Earth*, 20, 35-45, 1972.
- Otsuka, M., A simulation of earthquake occurrence, an interpretation of aftershock phenomena, *Zisin, Ser. II*, 29, 137-146, 1976.
- Pacheco, J. F. and L. R. Sykes, Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 1306-1349, 1992.
- Pacheco, J. F., C. H. Scholz and L. R. Sykes, Changes in frequency-size relationship from small to large earthquakes, *Nature*, 355, 71-73, 1992.
- Page, R. P., Aftershocks and microaftershocks of the great Alaska earthquake of 1964, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 1131-1168, 1968.
- Randall, M. J., The spectral theory of seismic sources, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 1133-1144, 1973.
- Reasenber, P. A. and D. Oppenheimer, FPFIT, FPLOT and FPPAGE : Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault plane solutions, *U. S. Geological Survey, Open-File Report No. 85-739*, 109 pp., 1985.
- Reid, H. F., The California Earthquake of April 18, 1906, Vol. 2: *The mechanics of the earthquake*, Carnegie Inst., Washington D.C., 1910.
- Richardson, L. F., The problem of contiguity : an appendix of statistics of deadly quarrels, *General Systems Yearbook*, 6, 139-187, 1961.
- Rivera, L. A., Inversion du tenseur des contraintes et des mécanismes au foyer à partir des données de polarité pour une population de séismes. Application à l'étude du foyer de sismicité intermédiaire de Bucaramanga (Colombie), *Thèse, Université de Strasbourg*, 266 pp., 1989.
- Rivera L. and A. Cisternas, Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 600-614, 1990.
- Robinson, R., Variation of energy release, rate of occurrence and *b*-value of earthquakes in the main seismic region, New Zealand, *Physics Earth planet. Interiors*, 18, 209-220, 1979.
- Roecker, S. W., Seismicity and tectonics of the Pamir-Hindu Kush region of central Asia, *Ph. D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge Massachusetts*, 1981.
- Roecker, S. W., Velocity structure of the Pamir-Hindu Kush region : possible evidence of subducted crust, *J. Geophys. Res.*, 87, 945-959, 1982.
- Rundle, J. B., Derivation of the complete Gutenberg-Richter magnitude-frequency relation using the principle of scale invariance, *J. Geophys. Res.*, 94, 12337-12342, 1989.
- Sadovskii, M. A., T. V. Golubeva, V. F. Pisarenko and M. G. Shnirman, Characteristic dimensions of rock and hierarchical properties of seismicity, *Izv. Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth*, Engl. Transl., 20, 87-96, 1984.
- Sammonds, P. R., P. G. Meredith and I. G. Main, Role of pore fluids in the generation of seismic precursors to shear fracture, *Nature*, 359, 228-230, 1992.
- Scholz, C. H., The frequency-magnitude relationship of microfracturing in rock and its relationships to earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 399-415, 1968.
- Scholz, C. H., Scaling laws for large earthquakes : consequences for physical models, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 1-14, 1982.

- Scholz, C. H. and C. A. Aviles, The fractal geometry of faults and faulting, in *Earthquake Source Mechanics, Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 37, edited by D. Das et al., 147-155, AGU, Washington, D.C., 1986.
- Scholz, C. H., The mechanics of earthquakes and faulting, *Cambridge University Press*, New York, 1990.
- Scholz, C. H., Earthquakes and faulting : self-organized critical phenomena with a characteristic dimension, in *Spontaneous Formation of Space-Time Structures and Criticality*, edited by T. Riste and D. Sherrington, 41-56, Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 1991.
- 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 triggered by fluid extraction, *Geology*, 17, 942-946, 1989.
- Segall, P. and J.-R. Grasso, Poroelastic stressing and induced seismicity near a deep gas field, *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 72, 44, p. 331, 1991.
- Shaw, H. R. and A. E. Gartner, On the graphical interpretation of paleoseismic data, *U.S.G.S. Open File Report*, 86-394, 1986.
- Shimazaki, K., Small and large earthquakes : the effect of the thickness of seismogenic layer and the free surface, in *Earthquake Source Mechanics, Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 37, edited by D. Das et al., 209-216, AGU, Washington, D.C., 1986.
- Sibson, R. H., Earthquake faulting as a structural process, *J. Struct. Geol.*, 11, 1-14, 1989.
- Smalley, R. F., J.-L. Chatelain, D. L. Turcotte and R. Prévot, A fractal approach to the clustering of earthquakes : Applications to the seismicity of the New Hebrides, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 1368-1381, 1987.
- Sornette, D., C. Vanneste and A. Sornette, Dispersion of *b*-values in Gutenberg-Richter law as a consequence of a proposed fractal nature of continental faulting, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 897-900, 1991.
- Tchalenko, J. S., Similarities between shear zones of different magnitudes, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 1625-1640, 1970.
- Turcotte, D. L., A fractal model for crustal deformation, *Tectonophysics*, 132, 361-369, 1986a.
- Turcotte, D. L., Fractals and fragmentation, *J. Geophys. Res.*, 91, 1921-1926, 1986b.
- Turcotte, D. L., A fractal approach to probabilistic seismic hazard assessment, *Tectonophysics*, 167, 171-177, 1989.
- Turcotte, D. L., Fractals, chaos, self-organized criticality and tectonics, *Terra Nova*, 1, 4-12, 1992.
- Vasseur G., A. Etchecopar and H. Philipp, Stress state inferred from multiple focal mechanisms, *Ann. Géophys.*, 1, 291-297, 1983.
- Vere-Jones, D., A branching model for crack propagation, *Pure Appl. Geophys.*, 114, 711-725, 1976.
- Vogt, J., Les tremblements de terre en France, *Mémoire du BRGM n°96, Orléans, France*, 220 pp., 1979.
- Volant, P., J.-R. Grasso, J.-L. Chatelain and M. Frogneux, *b*-value, aseismic deformation and brittle failure within an isolated geological object : evidences from a dome structure loaded by fluid extraction, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 1149-1152, 1992.
- Von Koch, H., Sur une courbe continue sans tangente, obtenue par une construction géométrique élémentaire, *Arkiv för Matematik, Astronomi och Fysik*, 1, 681-704, 1904.
- 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, Université de Strasbourg*, 261 pp., 1980.
- Xie H. and W. G. Pariseau, Studies on mechanism of rock bursts-associated seismicity mines by using fractals and damage mechanics, *33<sup>rd</sup> U.S. Symposium on Rock Mechanics*, Santa Fe, edited by J.R. Tillerson and W. R. Wawersik, 745-754, 1992.

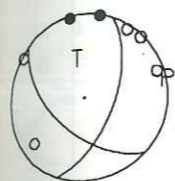
ANNEXES

Annexe 1

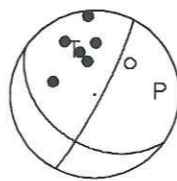
Représentation des 117 mécanismes au foyer sélectionnés de la période 1982-1989 :

- 1) Représentation simple (programme FPPAGE, Reasenberg and Oppenheimer, 1985),
- 2) Représentation détaillée (programme FPLOT, Reasenberg and Oppenheimer, 1985).

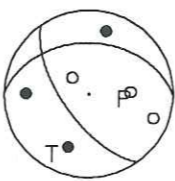
1



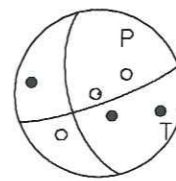
8



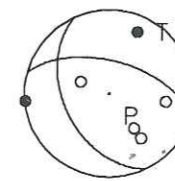
15



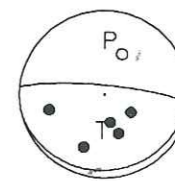
22



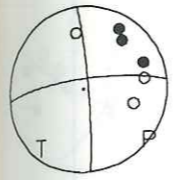
29



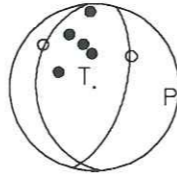
36



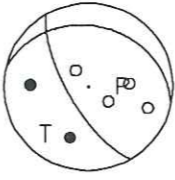
2



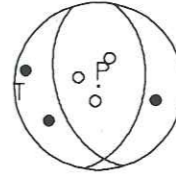
9



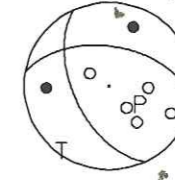
16



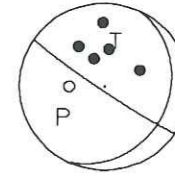
23



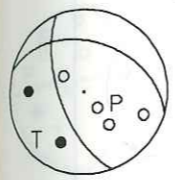
30



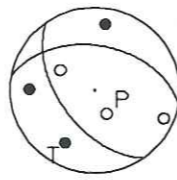
37



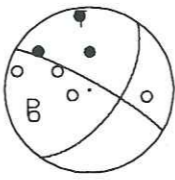
3



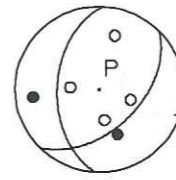
10



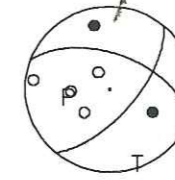
17



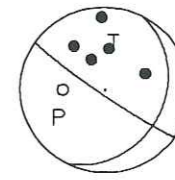
24



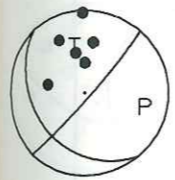
31



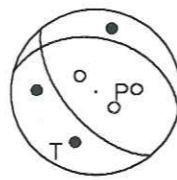
38



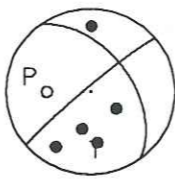
4



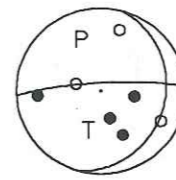
11



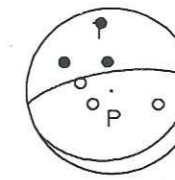
18



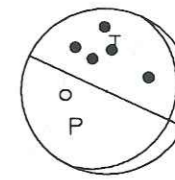
25



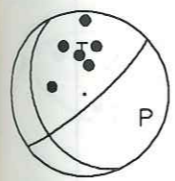
32



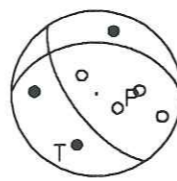
39



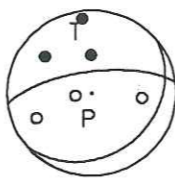
5



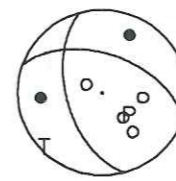
12



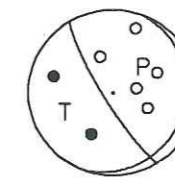
19



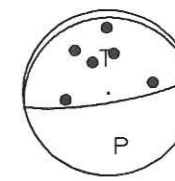
26



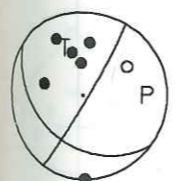
33



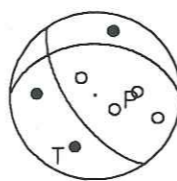
40



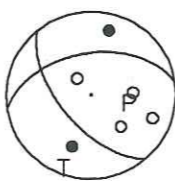
6



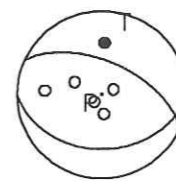
13



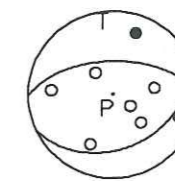
20



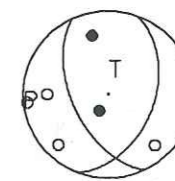
27



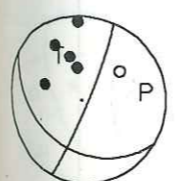
34



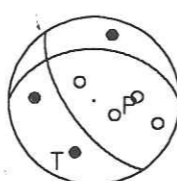
41



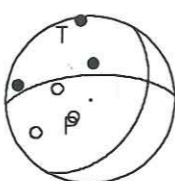
7



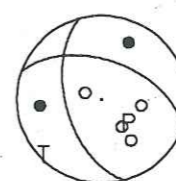
14



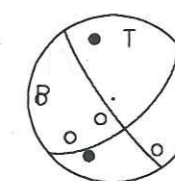
21



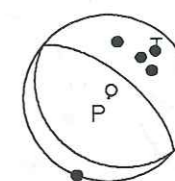
28



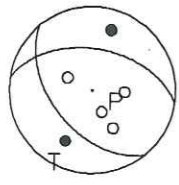
35



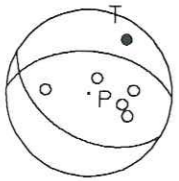
42



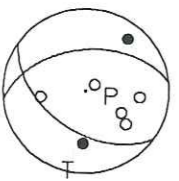
43



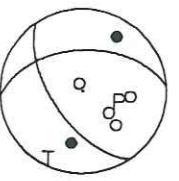
44



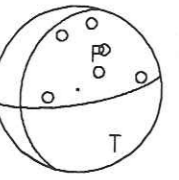
45



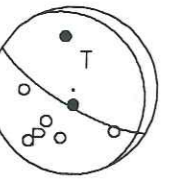
46



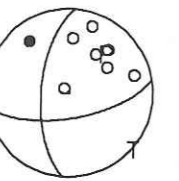
47



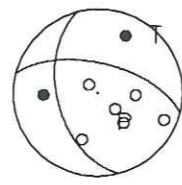
48



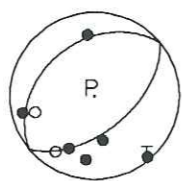
49



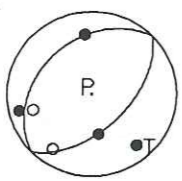
50



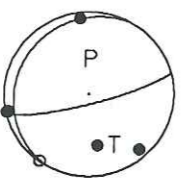
51



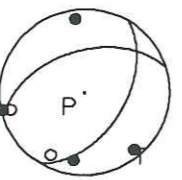
52



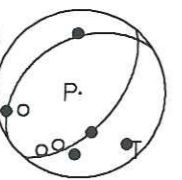
53



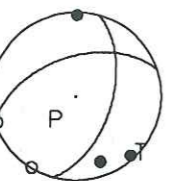
54



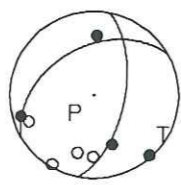
55



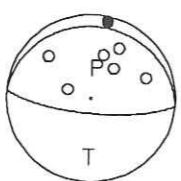
56



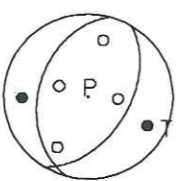
57



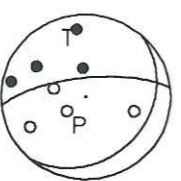
58



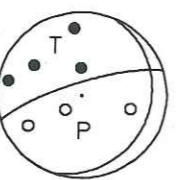
59



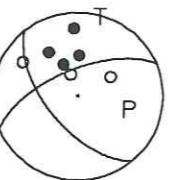
60



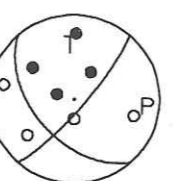
61



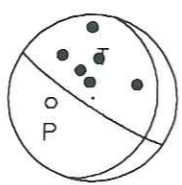
62



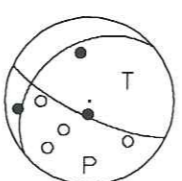
63



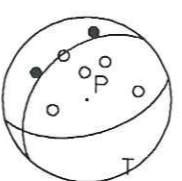
64



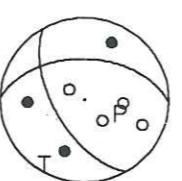
65



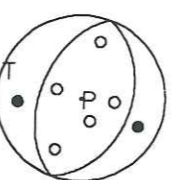
66



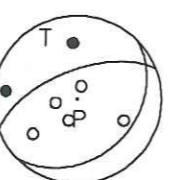
67



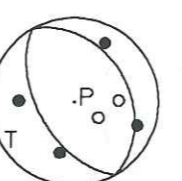
68



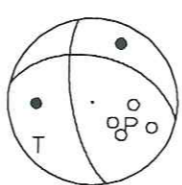
69



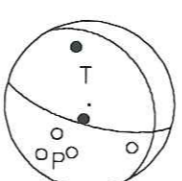
70



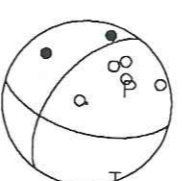
71



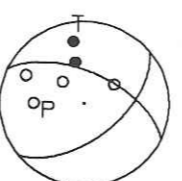
72



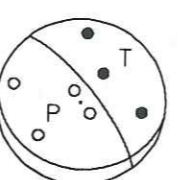
73



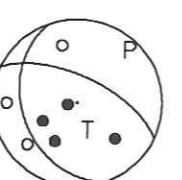
74



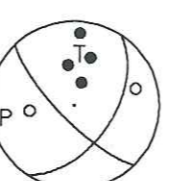
75



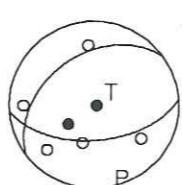
76



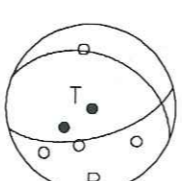
77



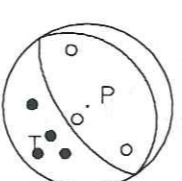
78



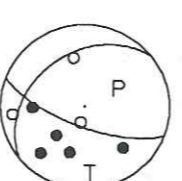
79



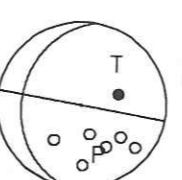
80



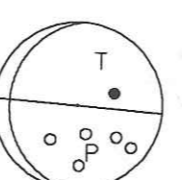
81



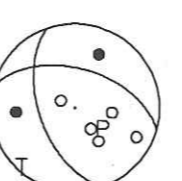
82



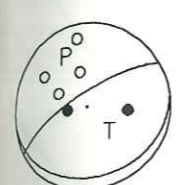
83



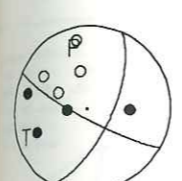
84



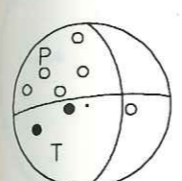
85



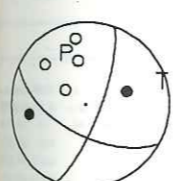
86



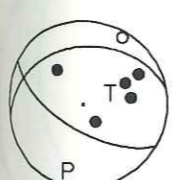
87



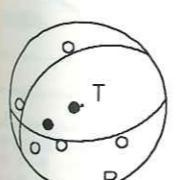
88



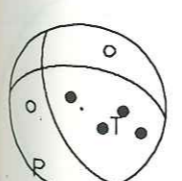
89



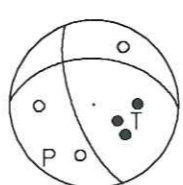
90



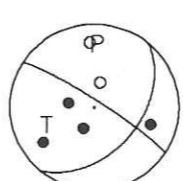
91



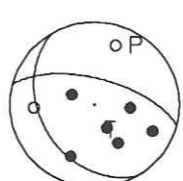
92



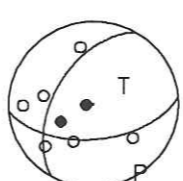
93



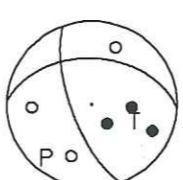
94



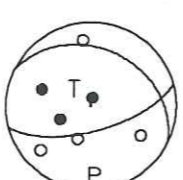
95



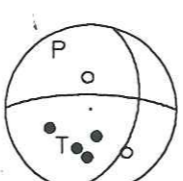
96



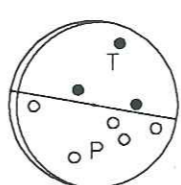
97



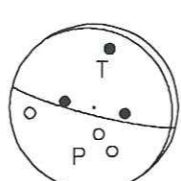
98



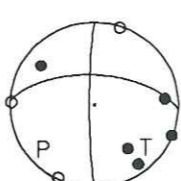
99



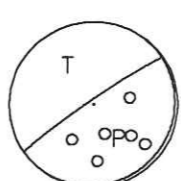
100



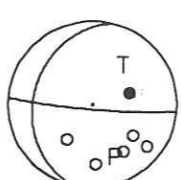
101



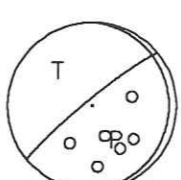
102



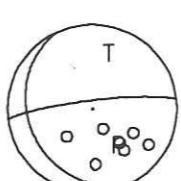
103



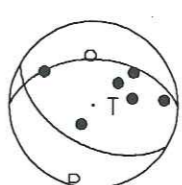
104



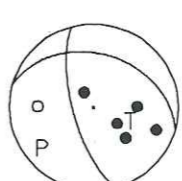
105



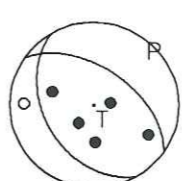
106



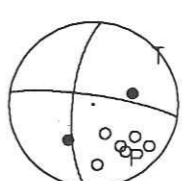
107



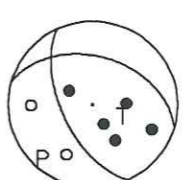
108



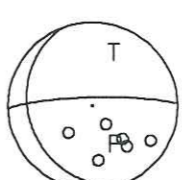
109



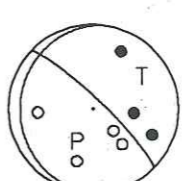
110



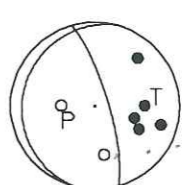
111



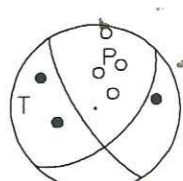
112



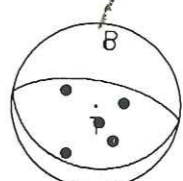
113



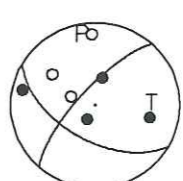
114



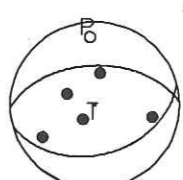
115



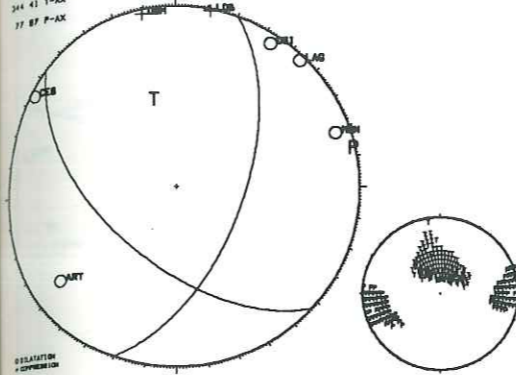
116



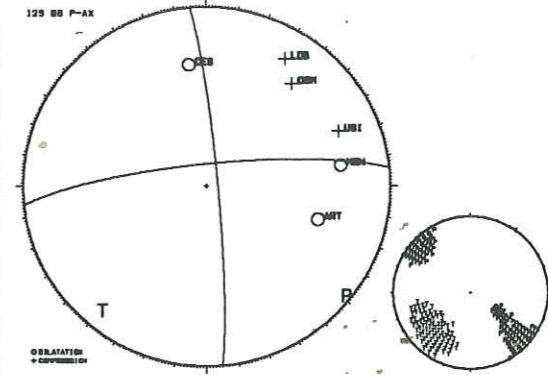
117



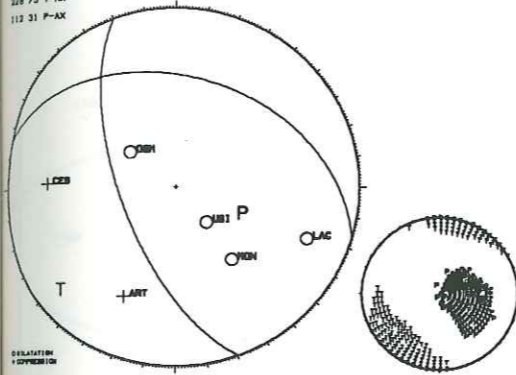
02209, Lat  
02016 1750 .00 43 26.34 0 36.86 .42 3.4 7 188 .0  
110 60 140 .00 7 8.05 .66 .00 8 23 23  
222 56 37  
244 41 T-AX  
27 87 P-AX



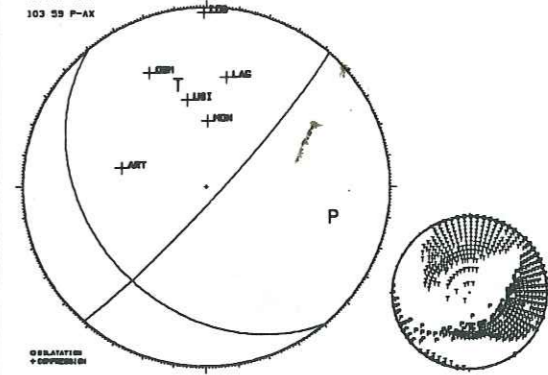
02209, Lat  
0207 8 1141 .27 43 25.78 0 34.42 .45 2.4 6 371 .0  
85 85 10 .00 6 8.05 .60 .00 3 23 15  
334 80 174  
218 78 T-AX  
128 88 P-AX



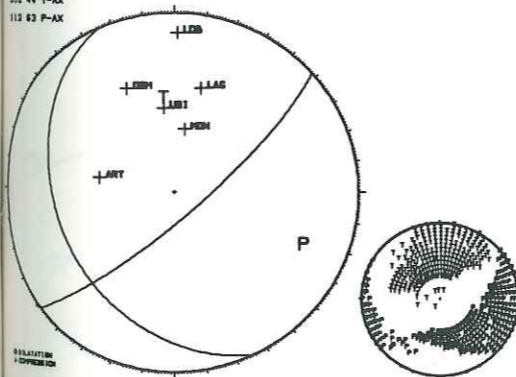
02209, Lat  
02110 2014 -.23 43 24.32 0 37.24 5.38 1.4 8 184 .0  
220 65 -60 .00 6 8.05 .76 .00 25 15 35  
16 38 -136  
228 75 T-AX  
112 31 P-AX



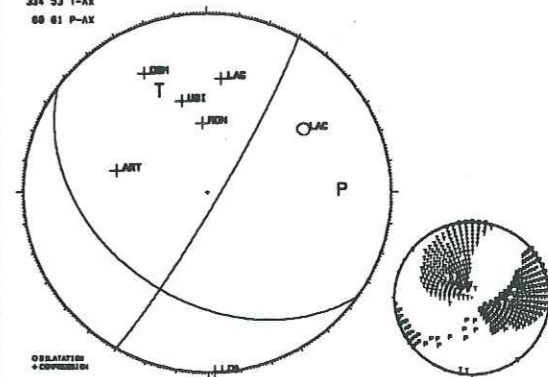
02209, Lat  
02128 5 7 -1.06 43 28.08 0 36.54 8.78 2.8 8 392 .0  
230 35 10 .00 6 8.05 .66 .00 43 23 30  
131 84 124  
343 48 T-AX  
103 59 P-AX



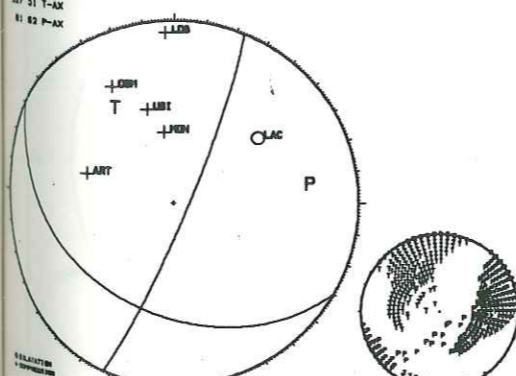
02209, Lat  
02126 20 0 -.84 43 27.28 0 37.83 6.70 3.0 8 372 .0  
315 35 20 .00 6 8.05 .88 .00 43 40 50  
134 78 123  
222 44 T-AX  
112 82 P-AX



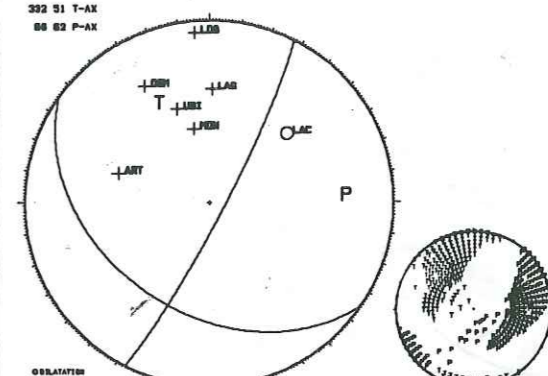
02209, Lat  
02122 328 .04 43 28.20 0 38.21 8.52 2.8 7 377 .0  
180 65 120 .00 7 8.05 .83 .00 23 23 30  
315 40 7  
324 53 T-AX  
88 81 P-AX

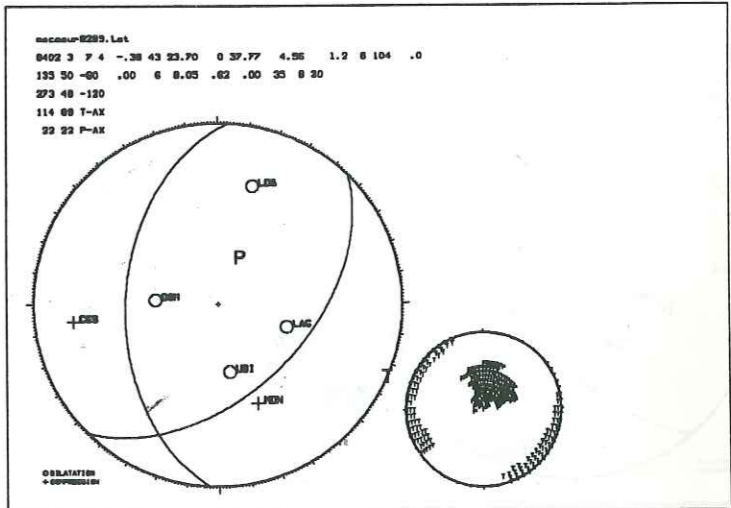
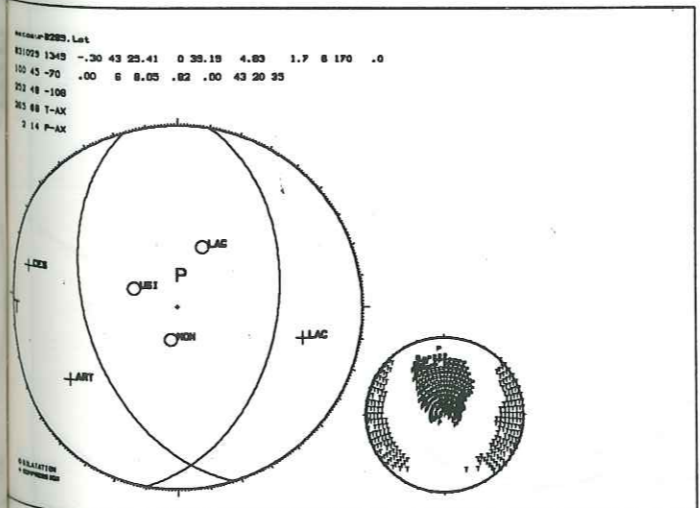
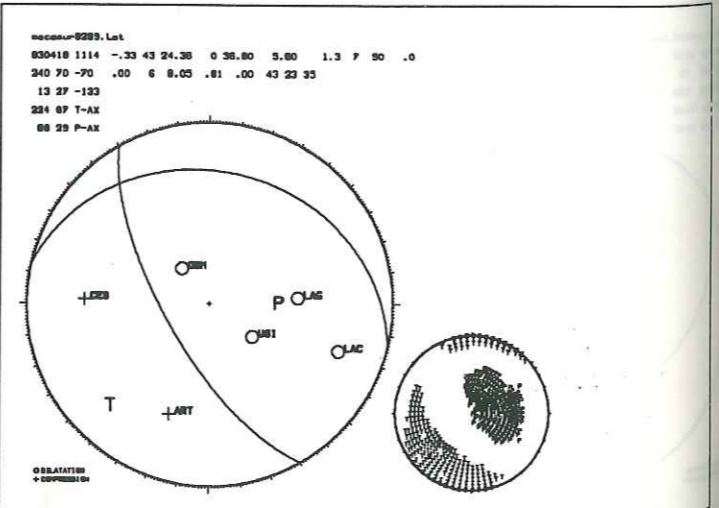
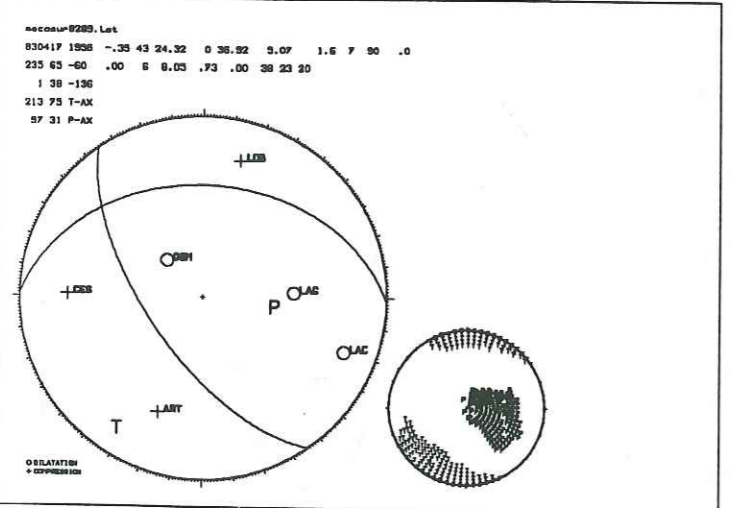
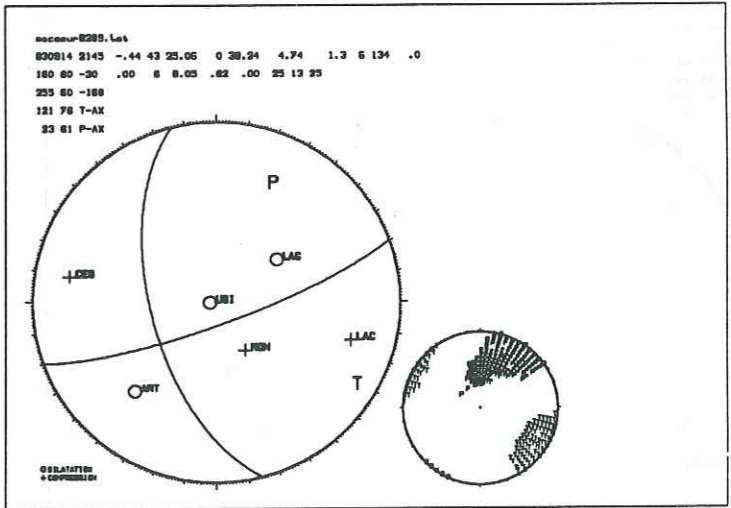
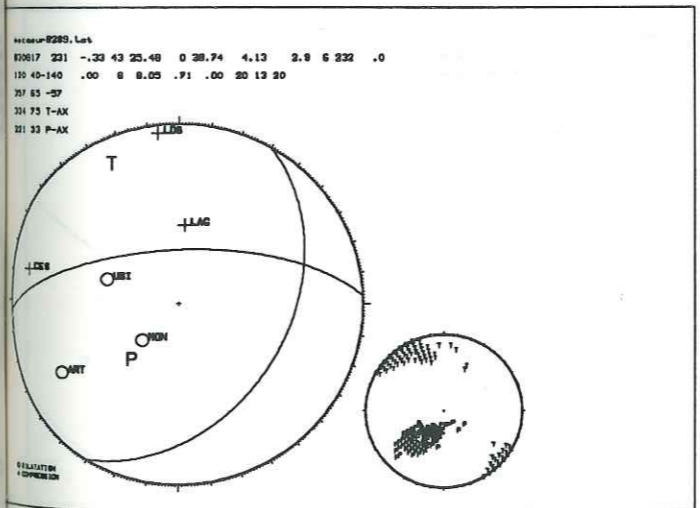
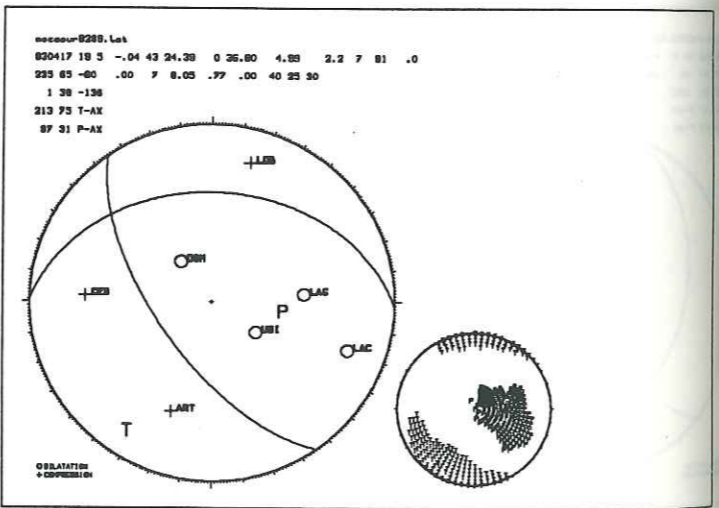
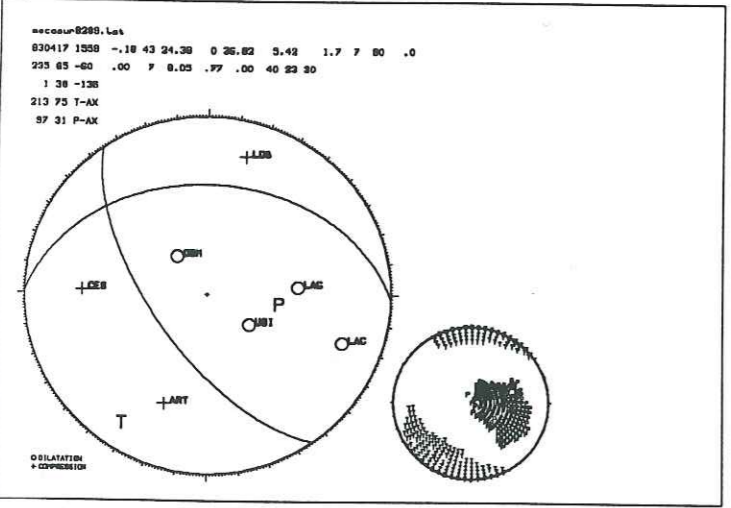
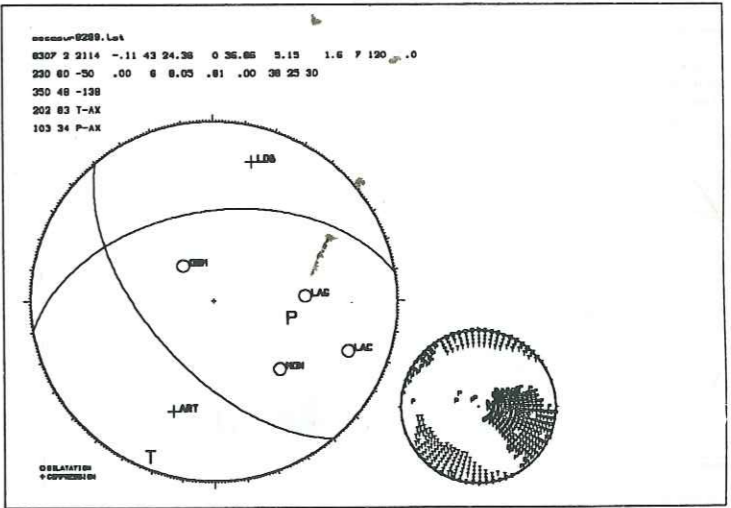
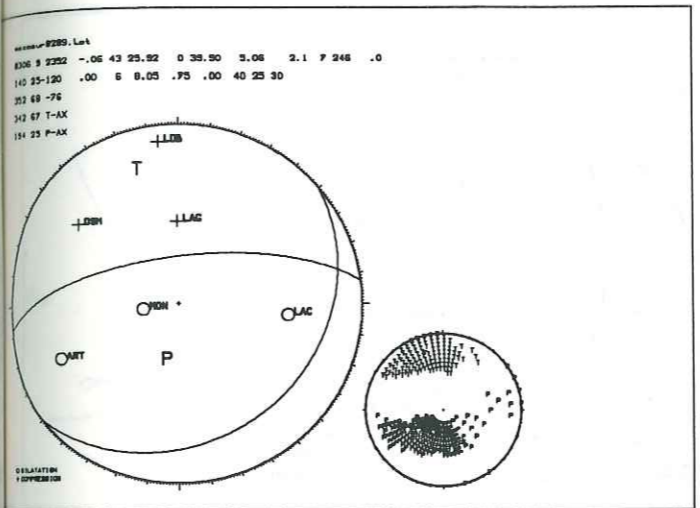
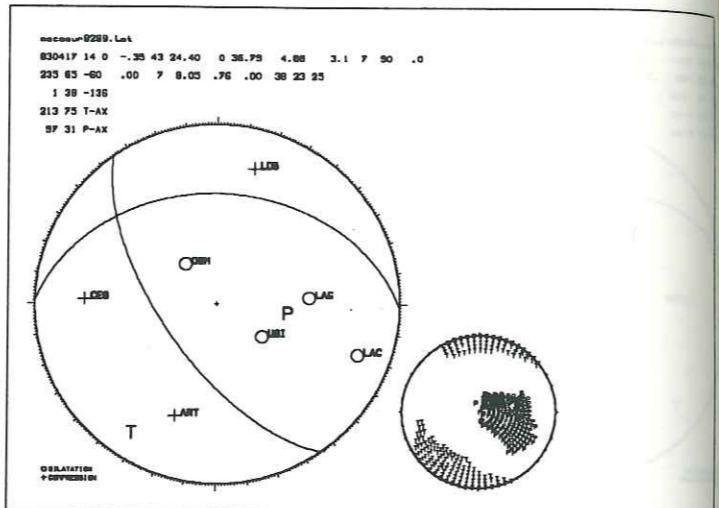
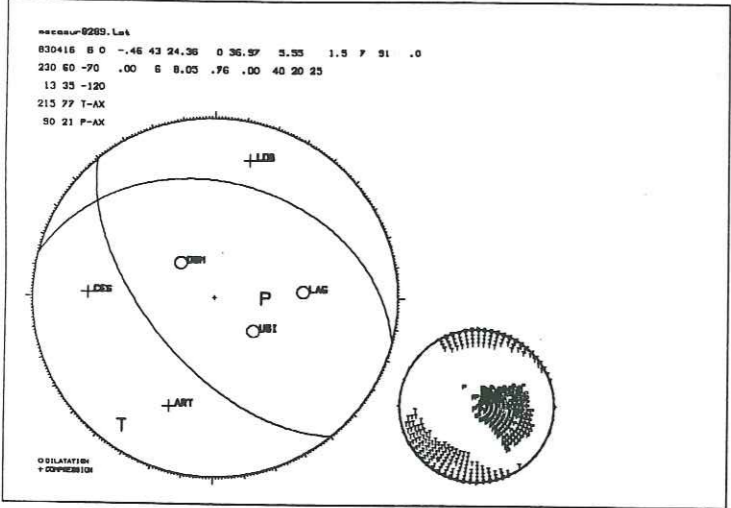
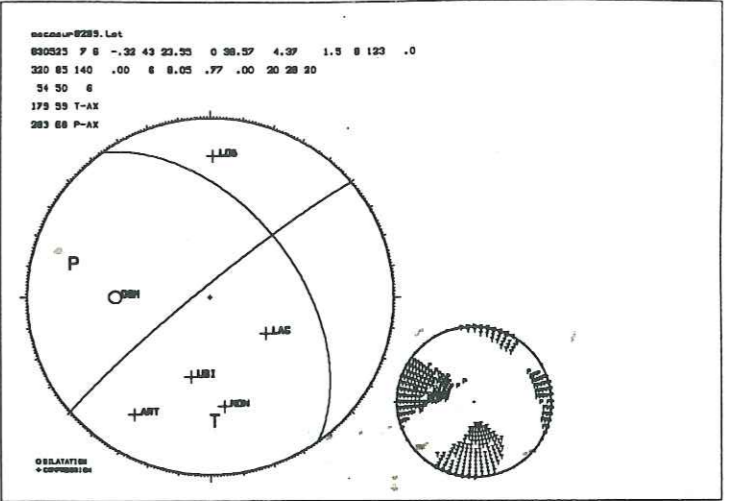
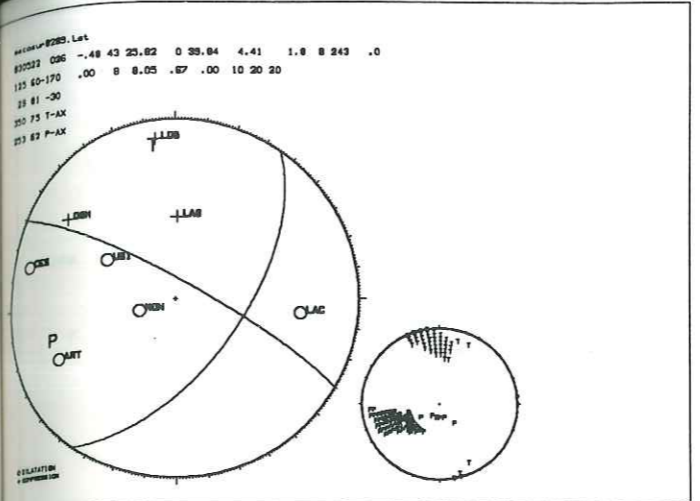
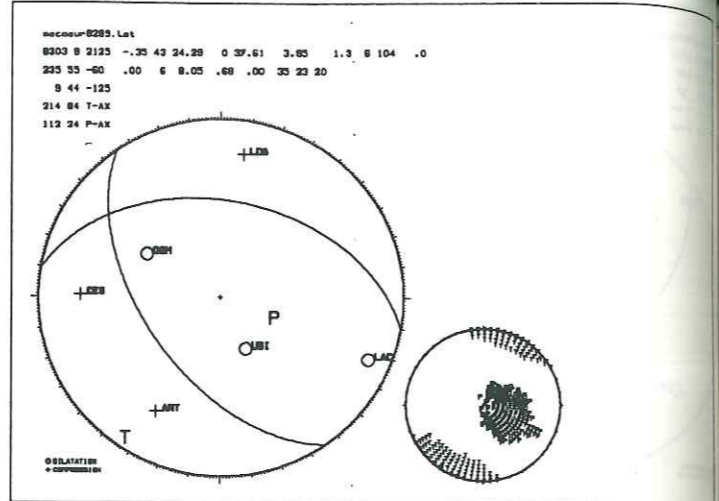
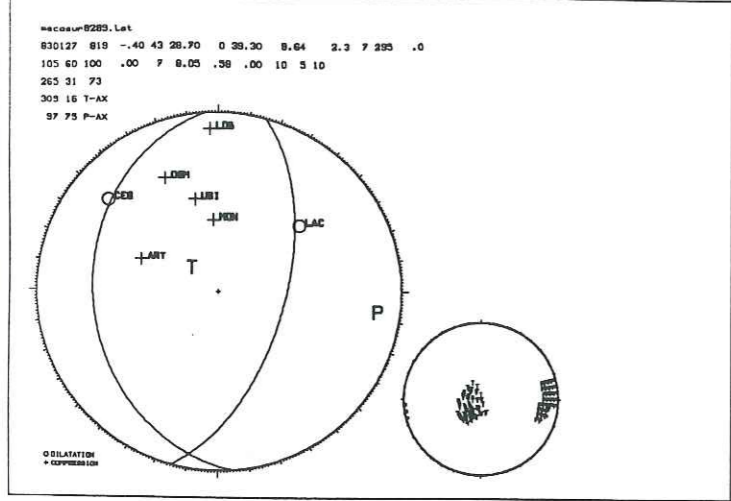


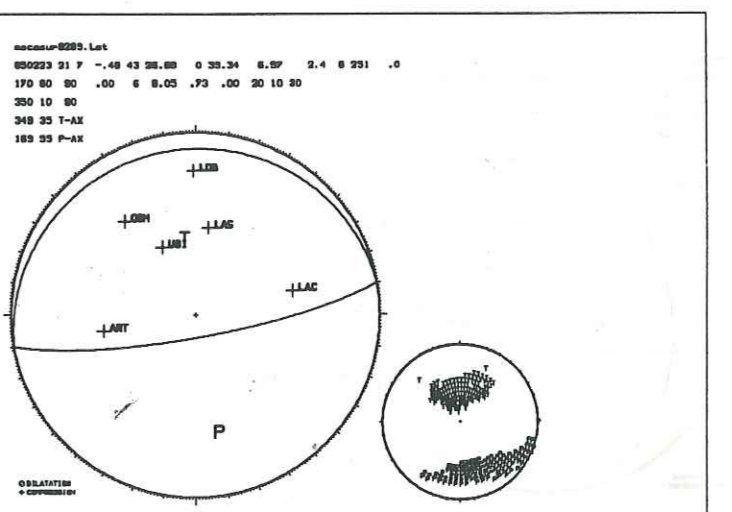
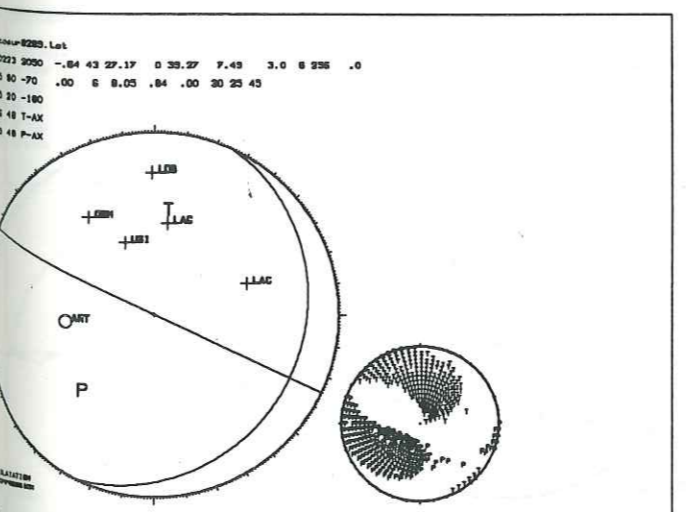
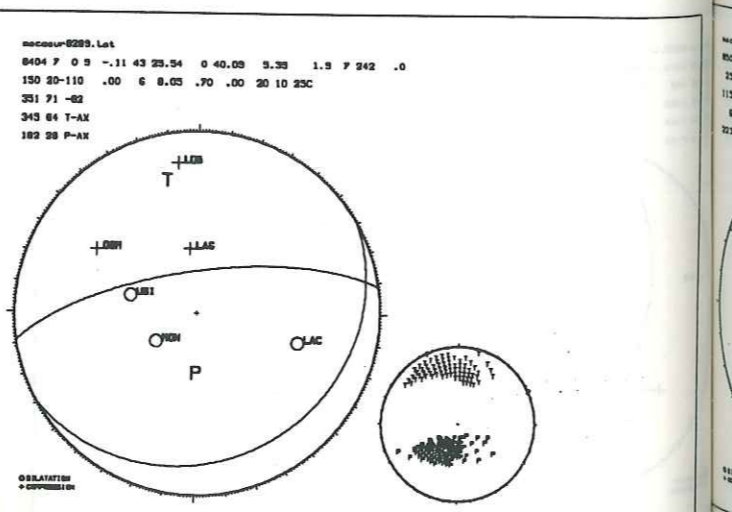
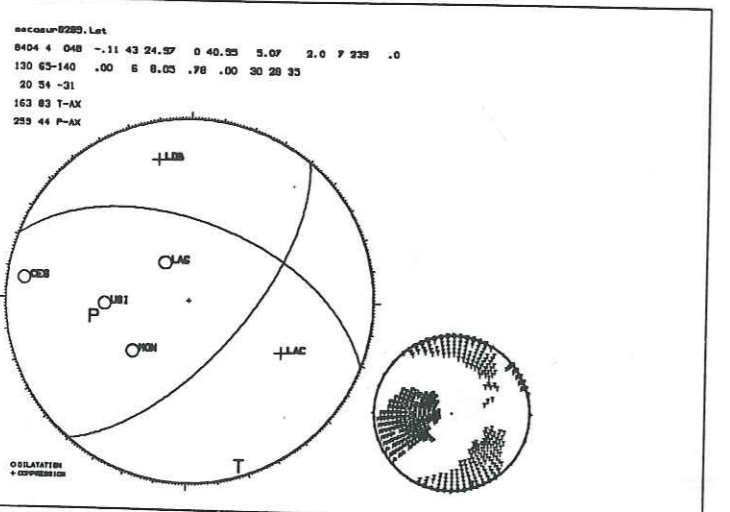
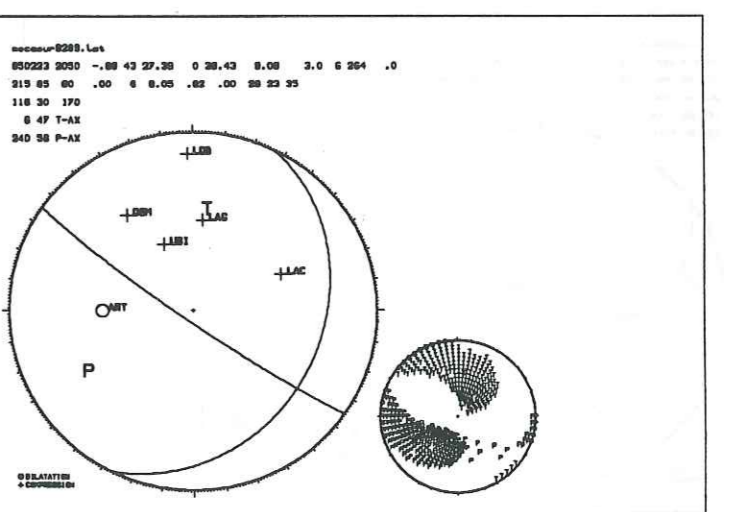
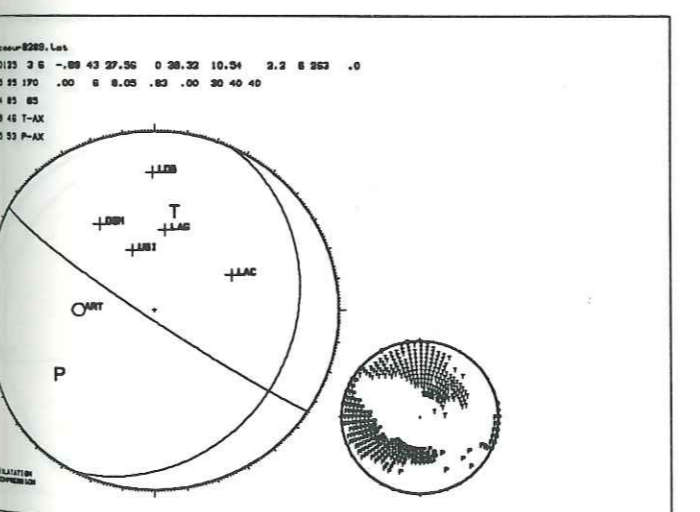
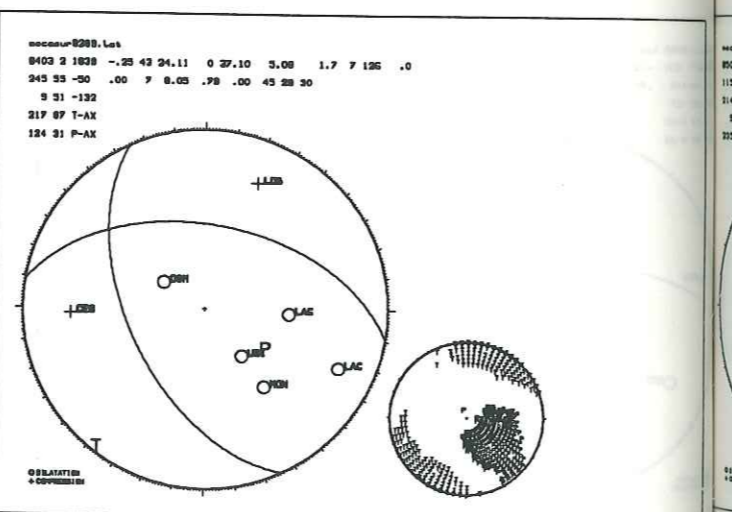
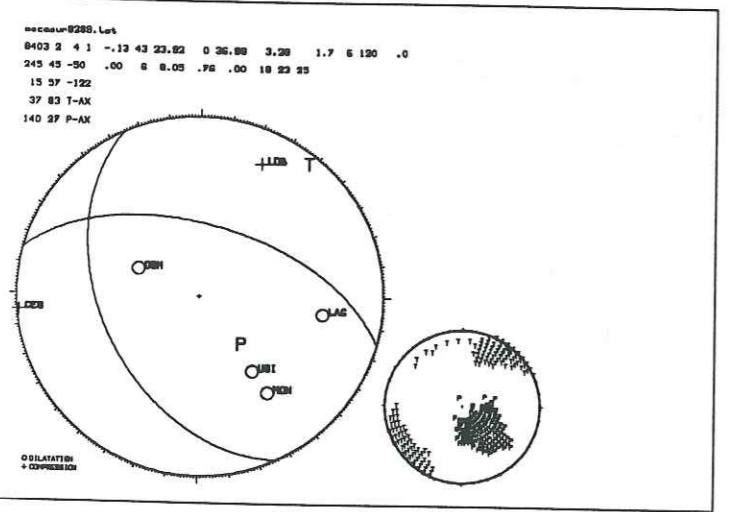
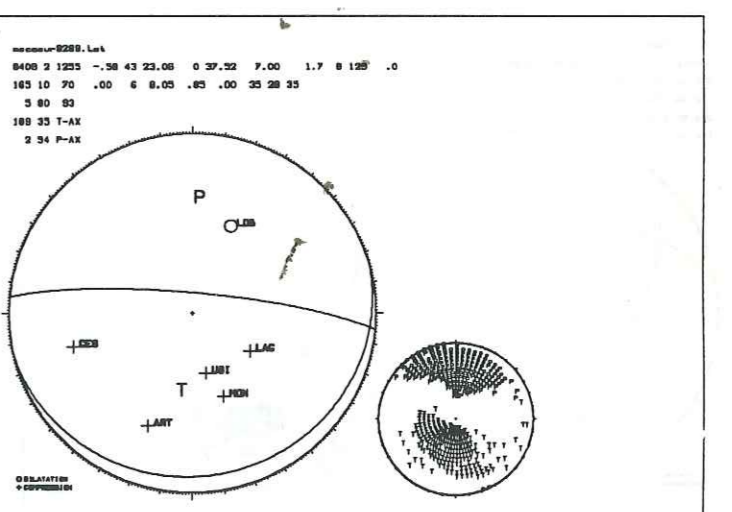
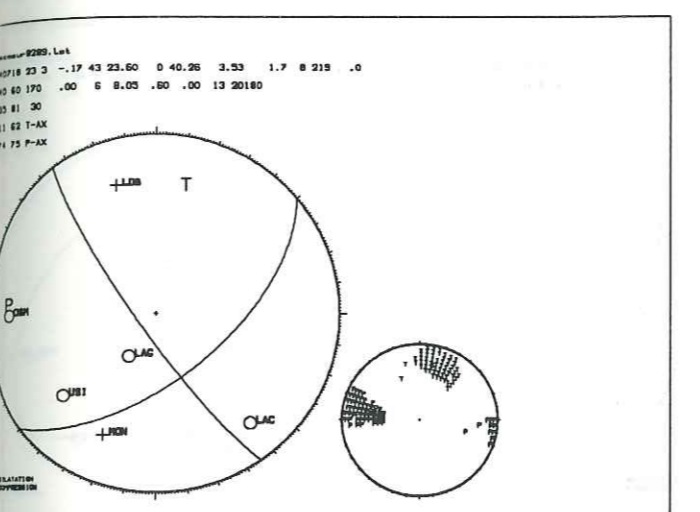
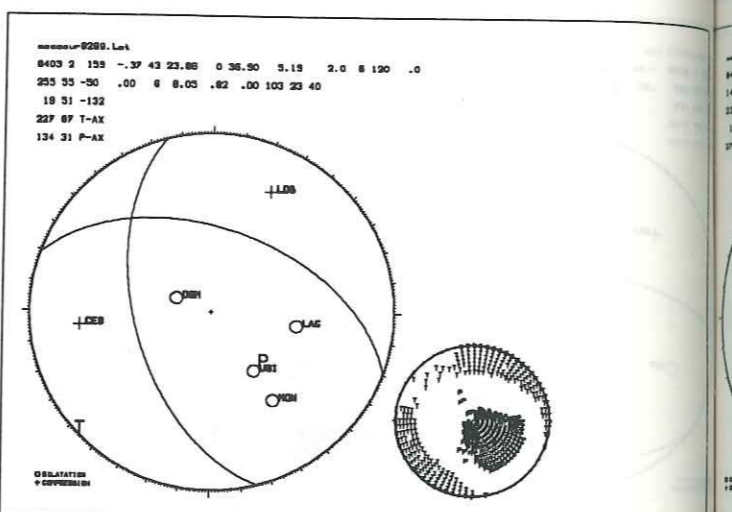
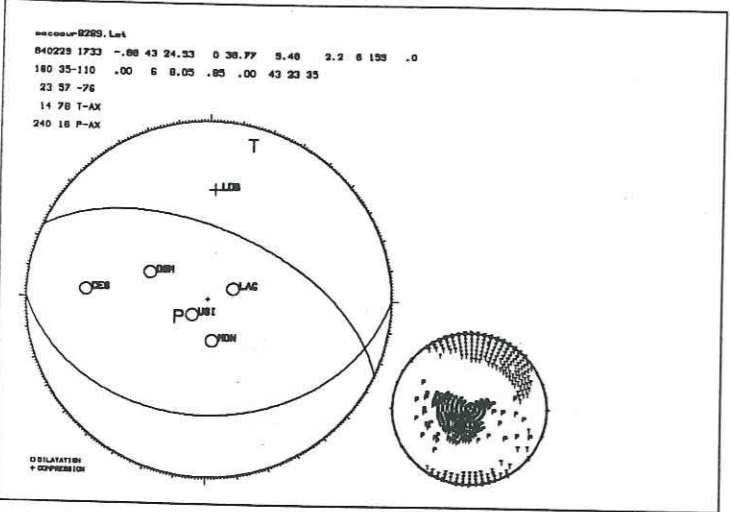
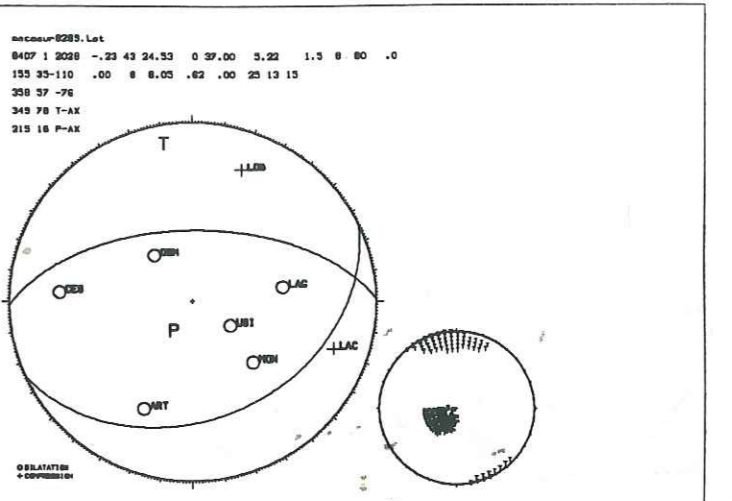
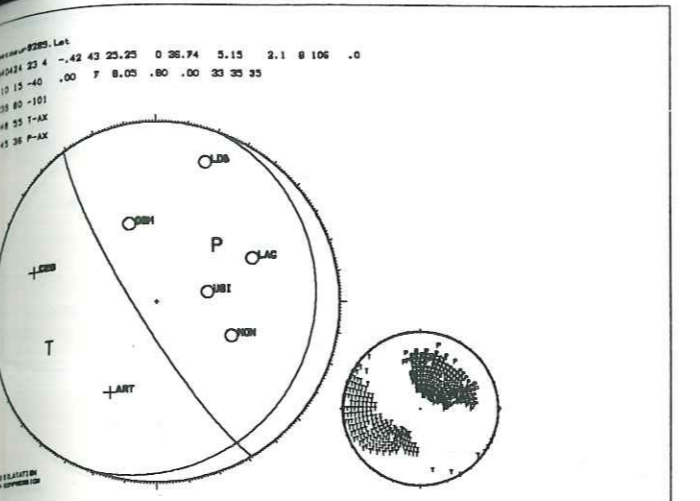
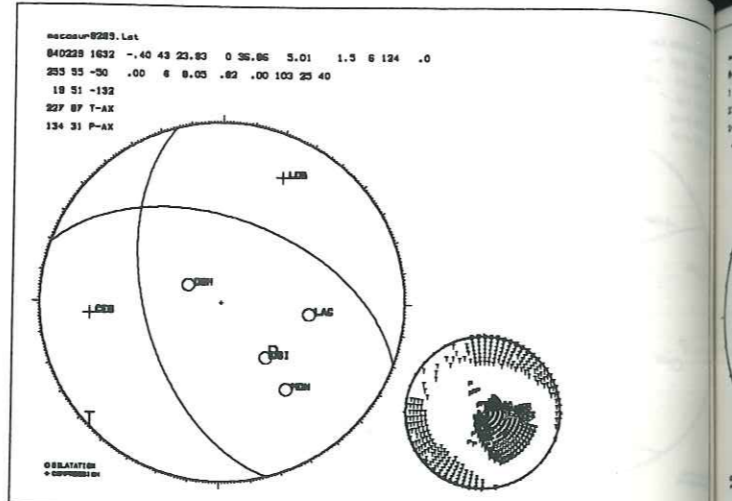
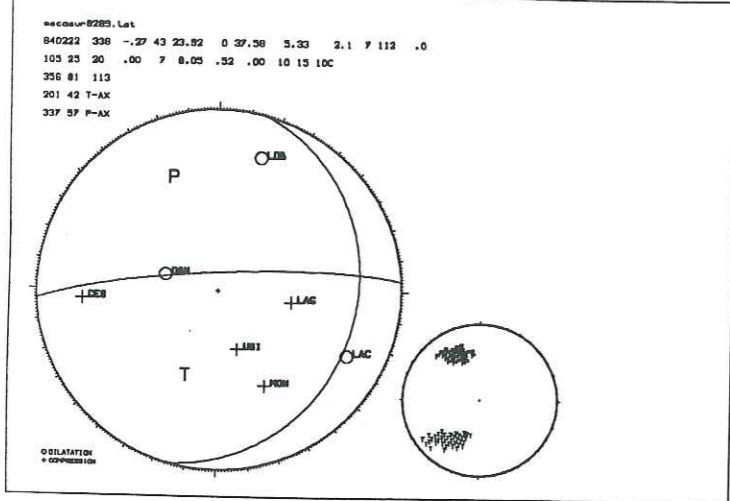
02209, Lat  
02122 2218 -.02 43 28.42 0 39.47 5.13 3.1 8 291 .0  
215 40 10 .00 6 8.05 .84 .00 23 43 40  
112 83 128  
227 51 T-AX  
81 82 P-AX



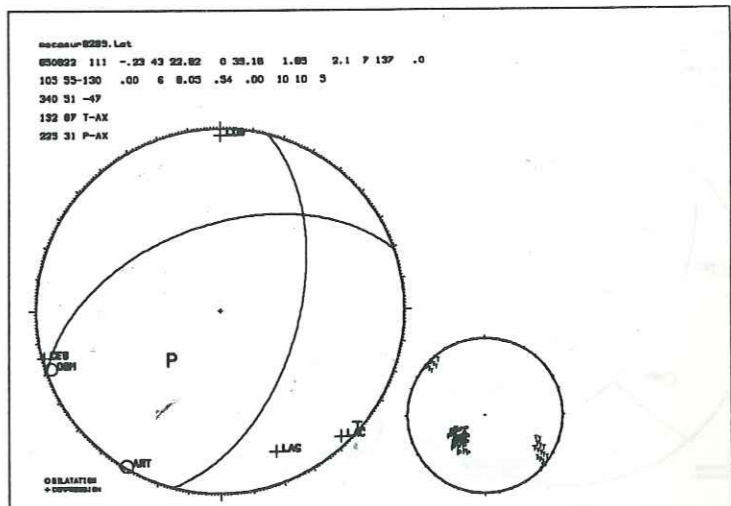
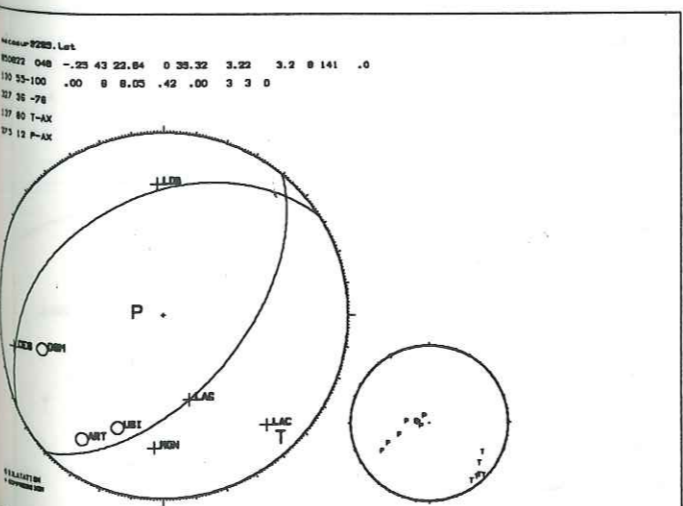
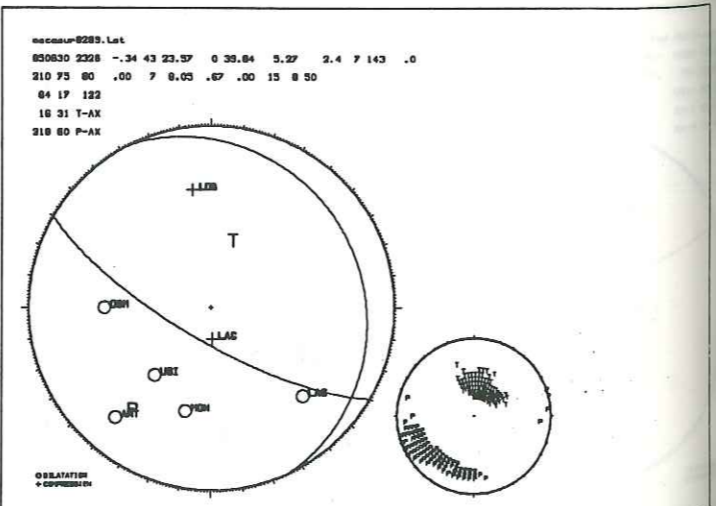
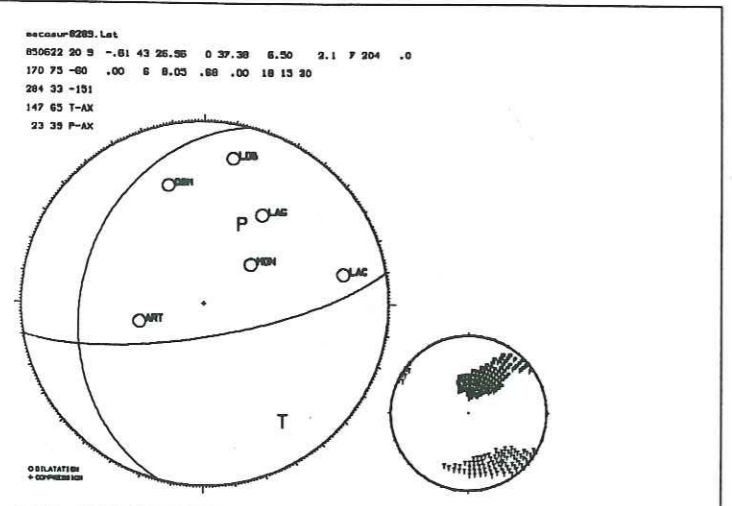
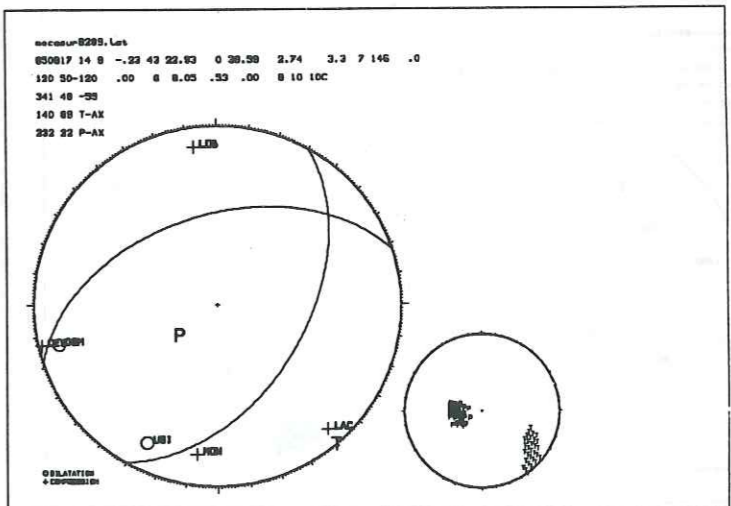
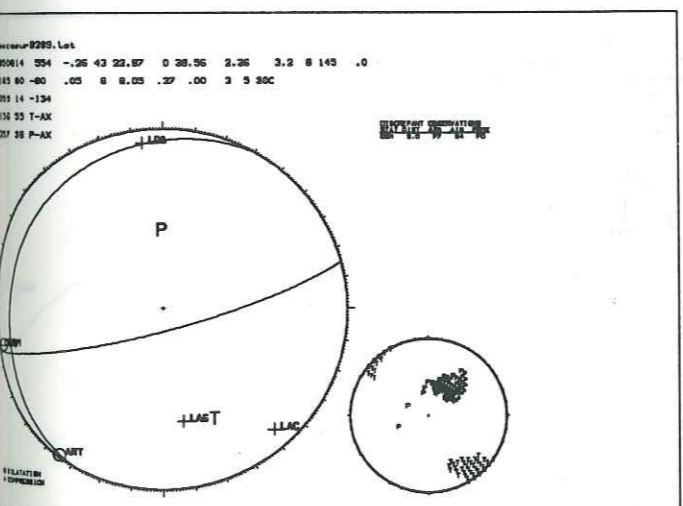
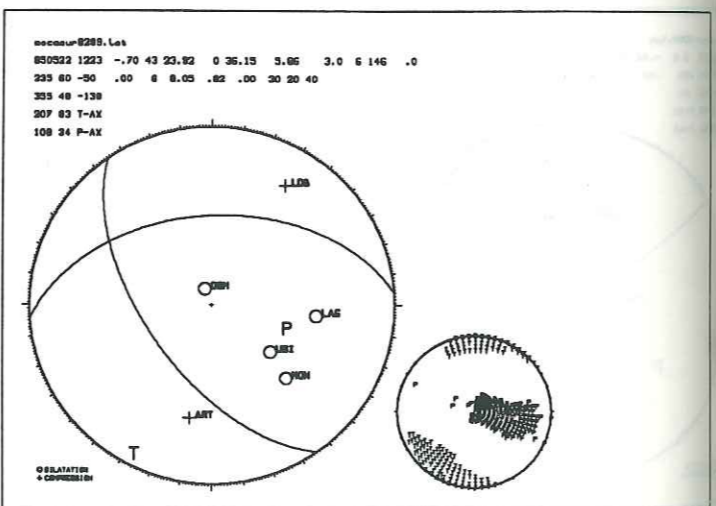
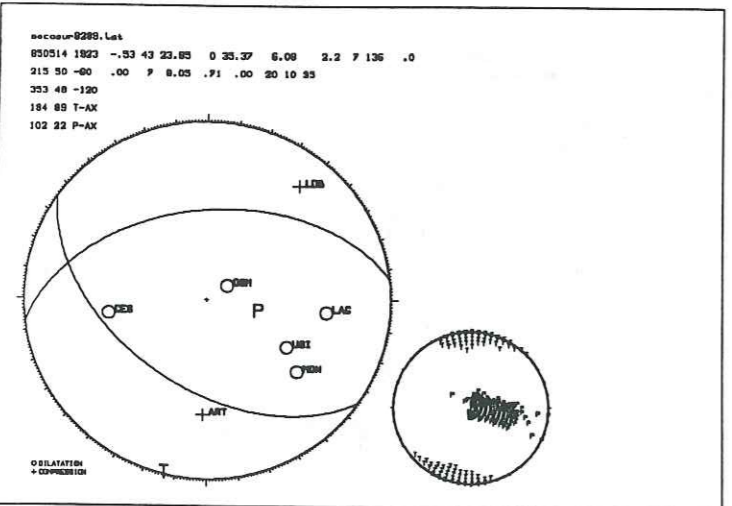
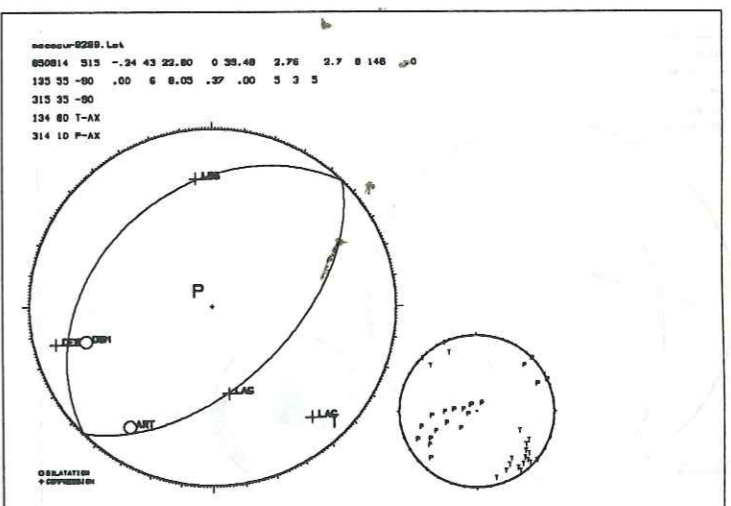
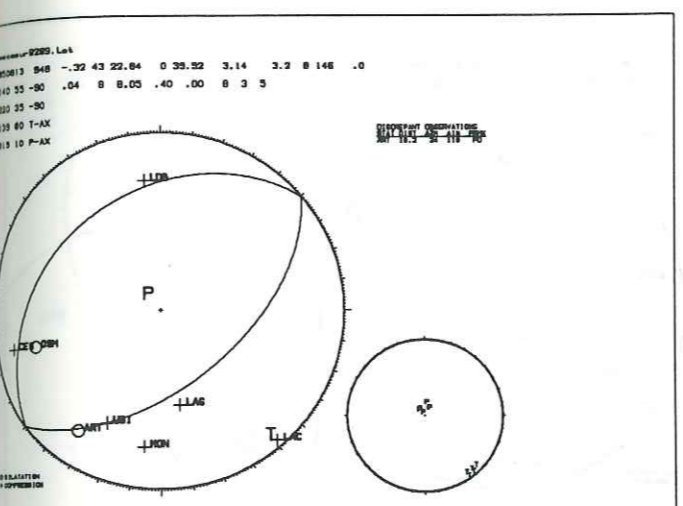
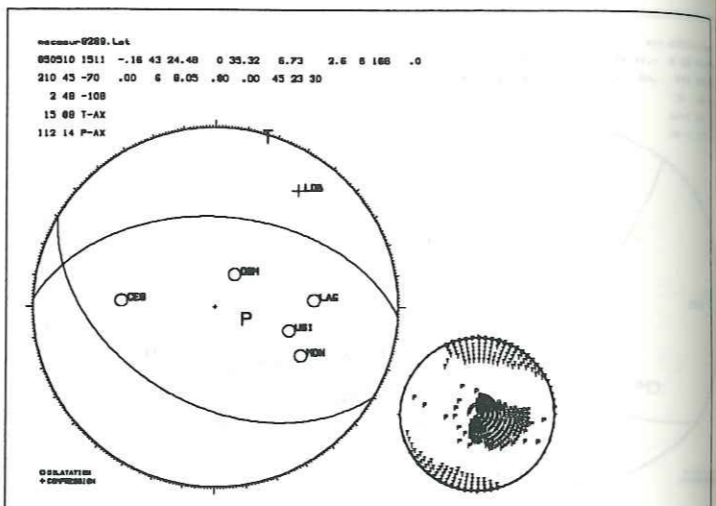
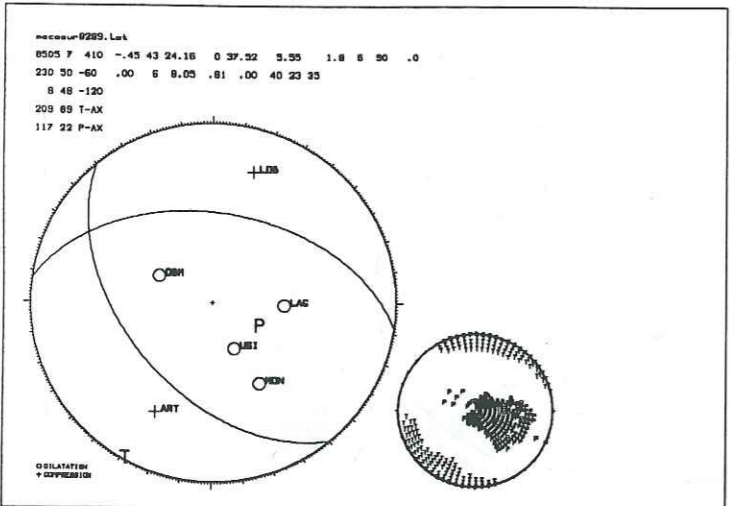
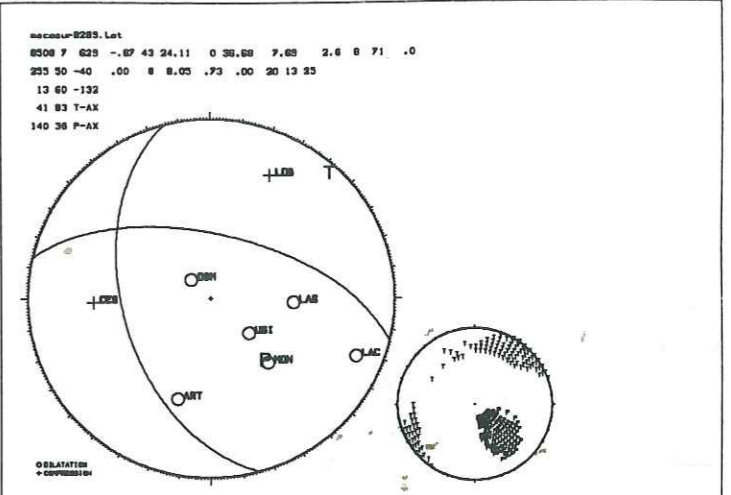
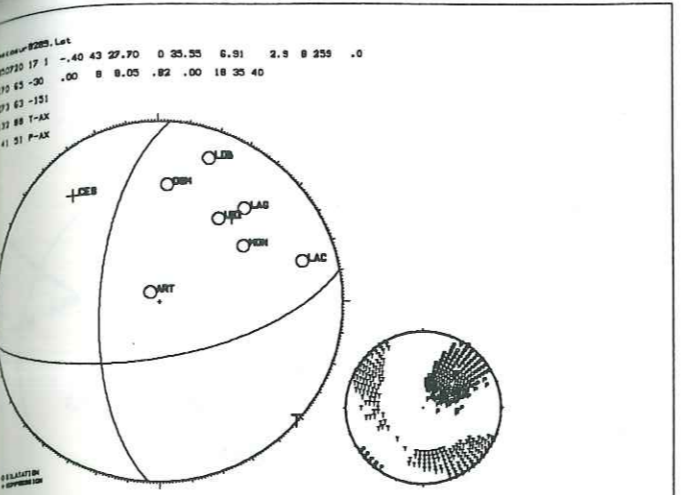
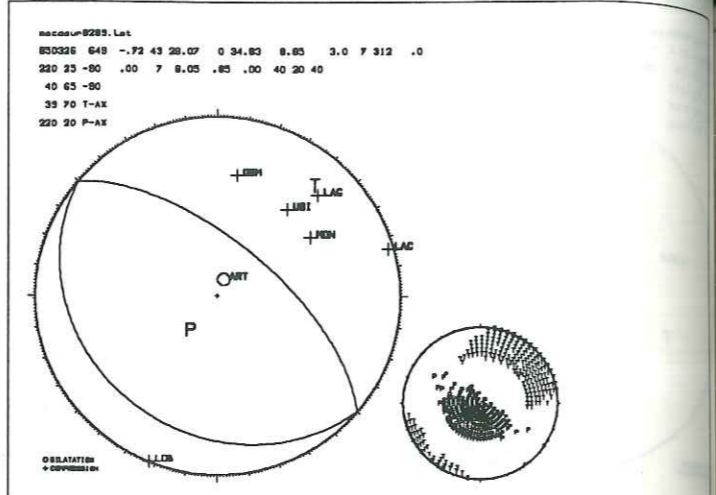
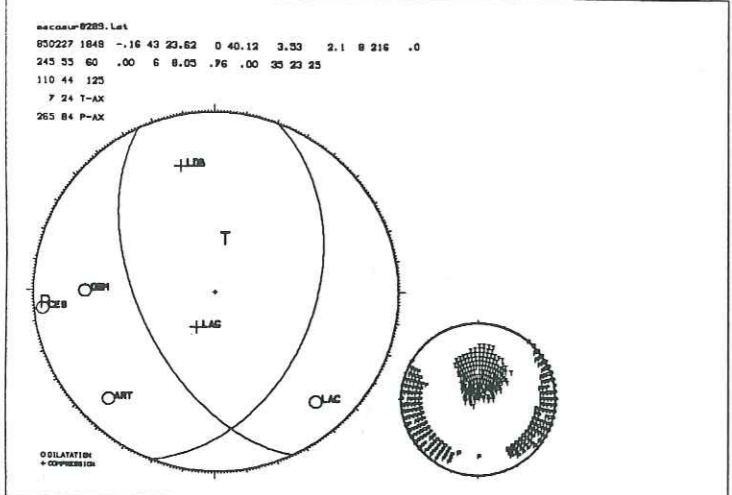
02209, Lat  
02122 439 .25 43 28.58 0 39.75 9.22 2.8 7 327 .0  
215 40 10 .00 7 8.05 .84 .00 23 43 40  
117 83 128  
332 51 T-AX  
88 82 P-AX



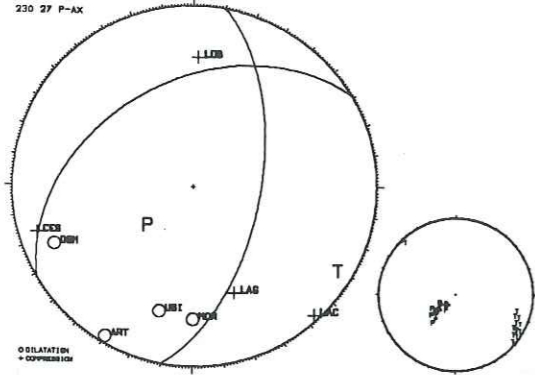




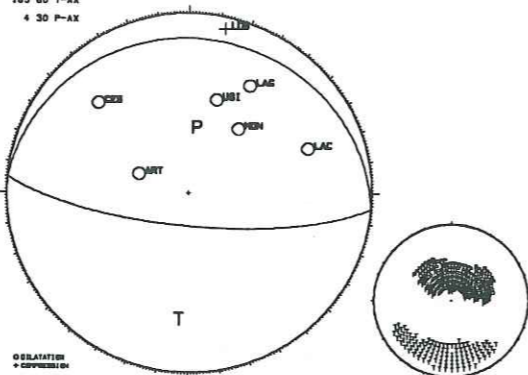




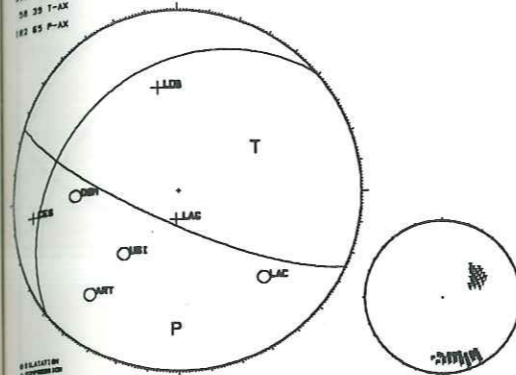
secour-8289, Lat  
85022 16 1 -.35 43 22.74 0 38.02 3.58 2.8 8 125 .0  
100 60-120 .00 8 8.05 .47 .00 30 10 5  
329 41 -49  
121 75 T-AX  
230 27 P-AX



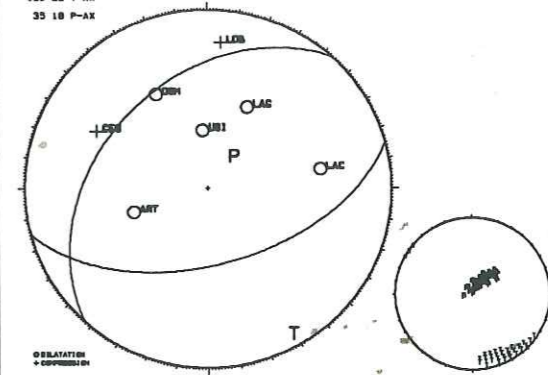
secour-8289, Lat  
85101 17 13 -.24 43 29.80 0 37.05 6.62 2.8 8 233 .0  
185 75 -80 .00 7 8.05 .74 .00 43 15 25  
5 15 -80  
185 80 T-AX  
4 30 P-AX



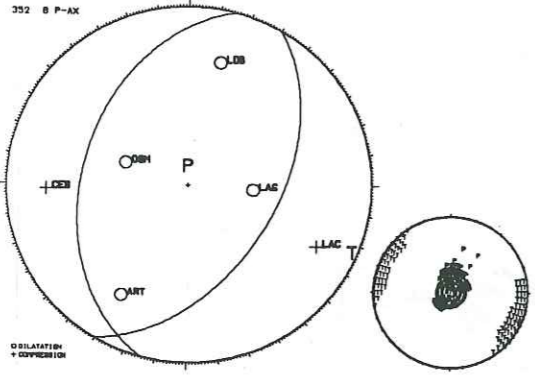
secour-8289, Lat  
85023 21 8 -.53 43 23.31 0 38.84 5.62 2.8 8 185 .0  
253 75 120 .00 7 8.05 .48 .00 10 3 10C  
5 15 -80  
185 80 T-AX  
12 45 P-AX



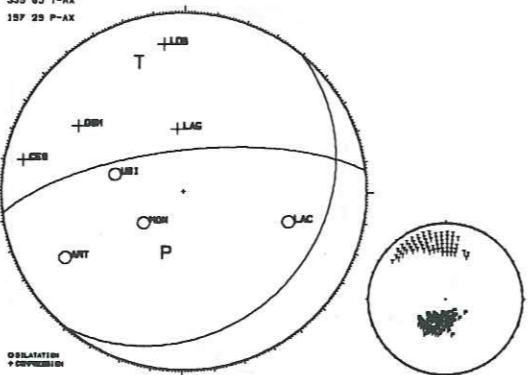
secour-8289, Lat  
85013 0 0 -.43 43 26.73 0 38.22 6.68 2.1 7 227 .0  
185 55 -70 .00 7 8.05 .80 .00 30 5 10  
312 38 -116  
150 82 T-AX  
35 18 P-AX



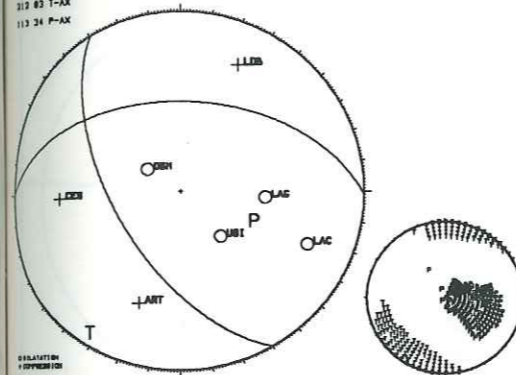
secour-8289, Lat  
85102 23 18 -.41 43 24.09 0 37.85 5.14 1.1 8 83 .0  
120 50 -80 .00 8 8.05 .87 .00 30 10 15  
284 41 -101  
112 85 T-AX  
352 8 P-AX



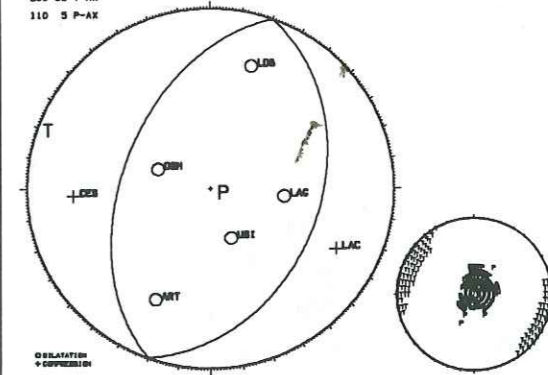
secour-8289, Lat  
8512 1 8 8 -.12 43 25.43 0 40.04 3.06 2.4 8 237 .0  
130 25-130 .00 8 8.05 .87 .00 20 13 25  
322 71 -73  
338 85 T-AX  
187 25 P-AX



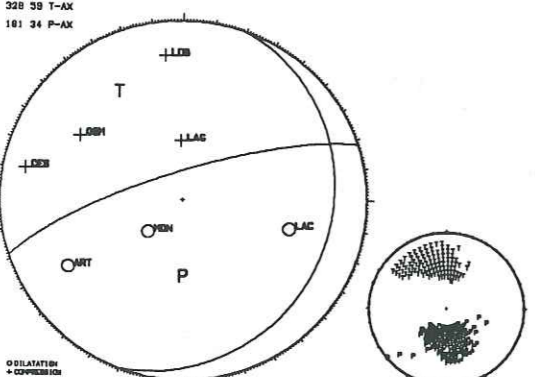
secour-8289, Lat  
8504 7 800 -.37 43 24.07 0 36.93 5.86 1.8 8 78 .0  
240 40 -50 .00 7 8.05 .77 .00 33 23 25  
5 48 -138  
212 42 T-AX  
113 24 P-AX



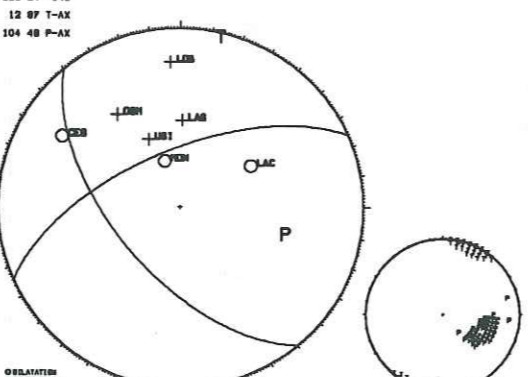
secour-8289, Lat  
85041 31 1 -.38 43 24.01 0 37.30 5.74 1.8 8 87 .0  
110 40 -80 .00 7 8.05 .88 .00 35 15 30  
280 50 -80  
280 85 T-AX  
110 5 P-AX



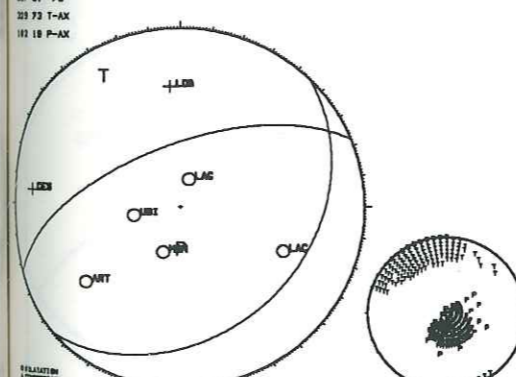
secour-8289, Lat  
8512 1 10 2 -.15 43 25.41 0 38.82 3.22 2.3 8 228 .0  
110 20-140 .00 7 8.05 .72 .00 30 23 25  
341 77 -74  
328 59 T-AX  
181 24 P-AX



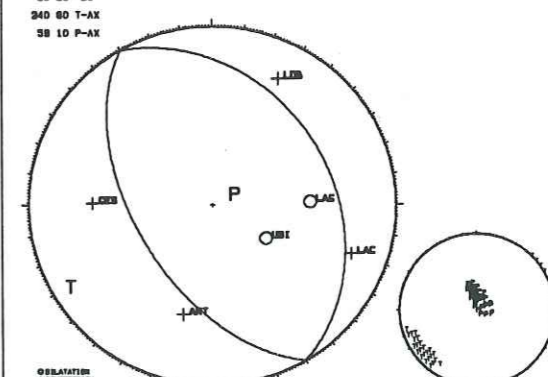
secour-8289, Lat  
8512 2 16 6 -.35 43 27.70 0 38.60 10.04 2.4 8 273 .0  
280 60 -30 .00 7 8.05 .52 .00 18 10 5  
328 84 -148  
12 87 T-AX  
104 48 P-AX



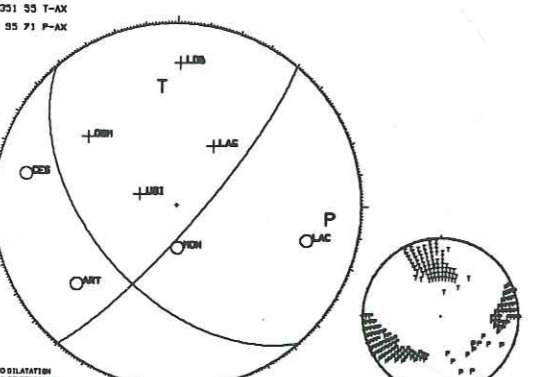
secour-8289, Lat  
85013 16 31 -.30 43 24.67 0 38.61 6.26 2.1 7 185 .0  
110 40-110 .00 7 8.05 .73 .00 33 15 35  
317 81 -78  
323 72 T-AX  
112 18 P-AX



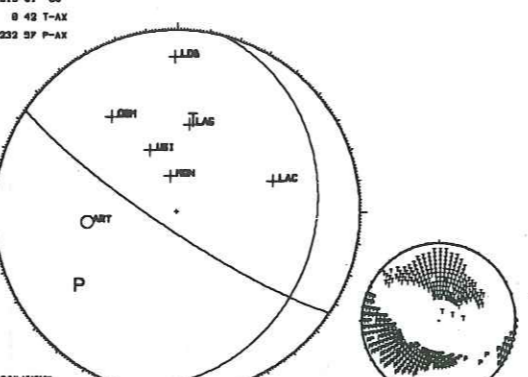
secour-8289, Lat  
85013 1 4 -.40 43 24.27 0 36.43 5.81 2.3 7 116 .0  
240 55 -80 .00 8 8.05 .87 .00 10 5 5  
80 35 -80  
240 80 T-AX  
38 10 P-AX



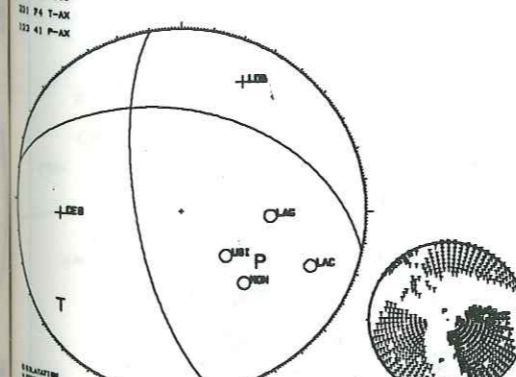
secour-8289, Lat  
8501 2 440 -.42 43 25.28 0 35.00 4.82 2.2 8 126 .0  
130 80 140 .00 8 8.05 .63 .00 10 30 17.5C  
228 50 12  
251 53 T-AX  
55 71 P-AX



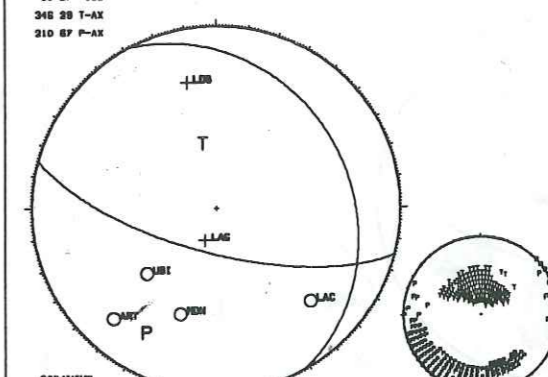
secour-8289, Lat  
8501 8 1831 -.52 43 27.07 0 38.29 8.05 2.3 7 225 .0  
105 23 160 .00 7 8.05 .81 .00 30 23 40  
213 81 66  
8 42 T-AX  
222 57 P-AX



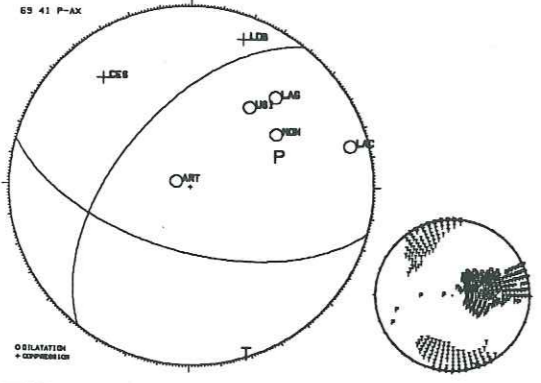
secour-8289, Lat  
85028 11 0 -.25 43 24.12 0 36.74 5.33 2.0 8 133 .0  
300 70 -50 .00 8 8.05 .63 .00 45 35 35  
12 43 -150  
211 74 T-AX  
112 41 P-AX



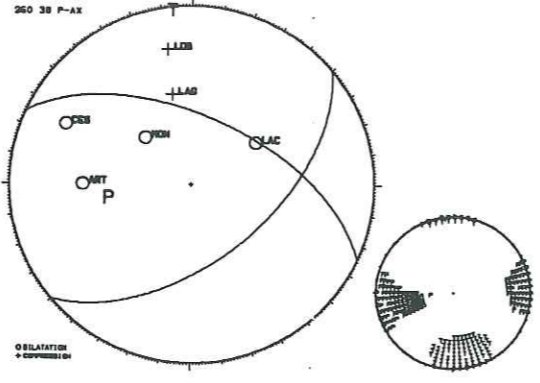
secour-8289, Lat  
85030 11 0 -.44 43 23.88 0 40.11 4.86 2.3 7 212 .0  
185 70 70 .00 8 8.05 .70 .00 35 10 35  
61 37 133  
246 28 T-AX  
210 87 P-AX



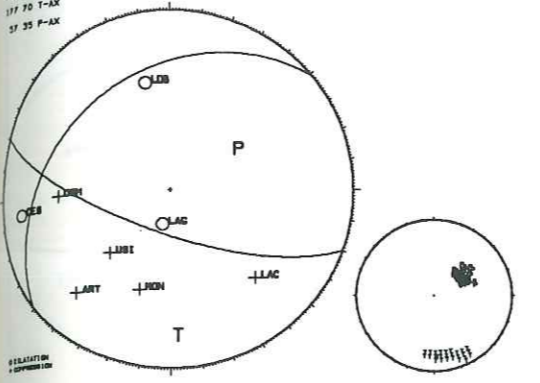
secour-9289, Lat  
8608 6 13 0 -40 43 27.38 0 35.67 6.30 2.7 7 234 .0  
185 60 -40 .00 7 8.05 .77 .00 20 23 35  
307 56 -142  
182 87 T-AX  
63 41 P-AX



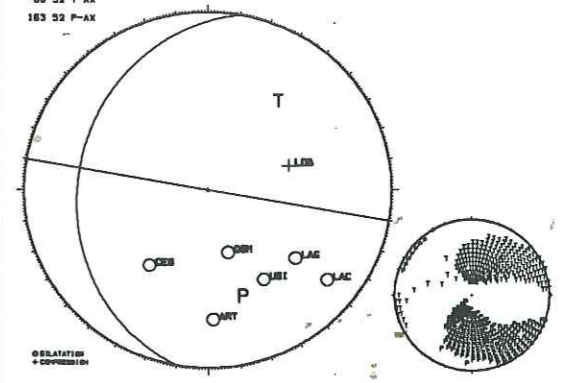
secour-9289, Lat  
8608 18 8 -30 43 27.43 0 40.75 8.64 2.9 7 280 .0  
140 55-140 .00 6 8.05 .61 .00 20 20 20c  
24 58 -42  
382 88 T-AX  
260 38 P-AX



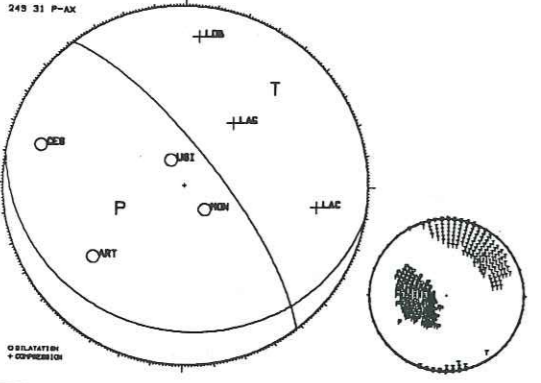
secour-9289, Lat  
8703 3 1748 -10 43 23.47 0 40.08 5.48 3.0 8 206 .0  
200 70 -80 .00 8 8.05 .50 .00 15 5 10  
200 55 -142  
177 70 T-AX  
17 35 P-AX



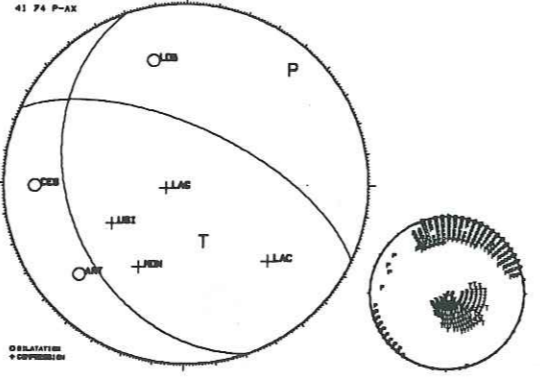
secour-9289, Lat  
8703 8 1110 -78 43 21.86 0 34.86 10.17 2.9 8 216 .0  
10 80-120 .00 7 8.05 .84 .00 28 23 40  
280 30 0  
38 52 T-AX  
163 52 P-AX



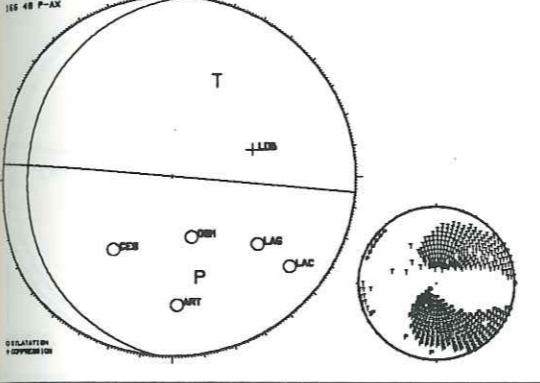
secour-9289, Lat  
861010 528 -47 43 25.25 0 38.47 5.11 2.6 7 132 .0  
180 20-130 .00 7 8.05 .72 .00 25 23 25  
51 74 -76  
41 61 T-AX  
245 31 P-AX



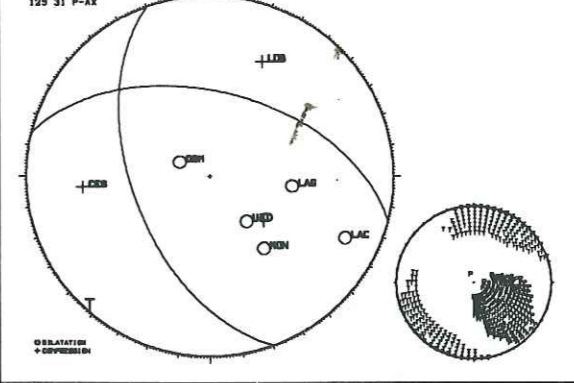
secour-9289, Lat  
861016 2219 -42 43 24.11 0 40.45 5.34 2.8 7 223 .0  
250 35 130 .00 7 8.05 .68 .00 63 13 25  
24 63 65  
164 27 T-AX  
41 74 P-AX



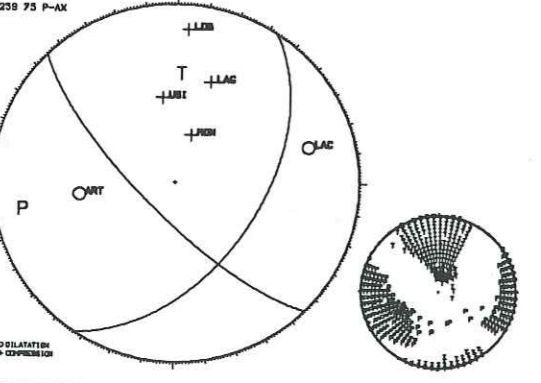
secour-9289, Lat  
8703 8 2153 -73 43 21.36 0 35.00 10.18 2.3 7 213 .0  
5 60-110 .00 8 8.05 .82 .00 28 23 40  
275 20 0  
23 48 T-AX  
165 48 P-AX



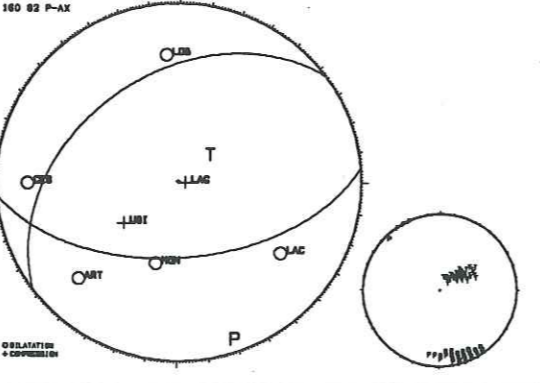
secour-9289, Lat  
8704 1 5 8 -19 43 23.54 0 36.86 5.63 3.0 8 480 .0  
250 55 -50 .00 7 8.05 .80 .00 28 23 40  
14 31 -122  
223 87 T-AX  
129 31 P-AX



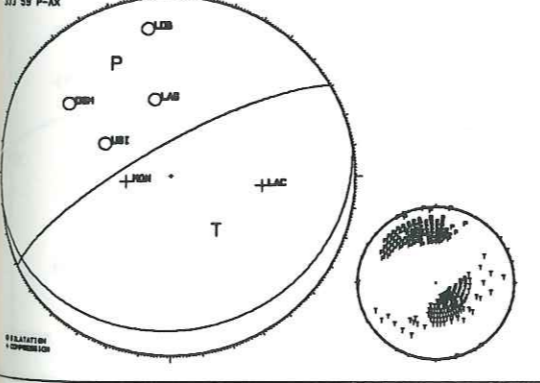
secour-9289, Lat  
861023 21 0 -28 43 27.13 0 38.53 6.18 2.3 7 243 .0  
225 75 40 .00 8 8.05 .84 .00 30 25 30  
122 51 160  
1 51 T-AX  
258 73 P-AX



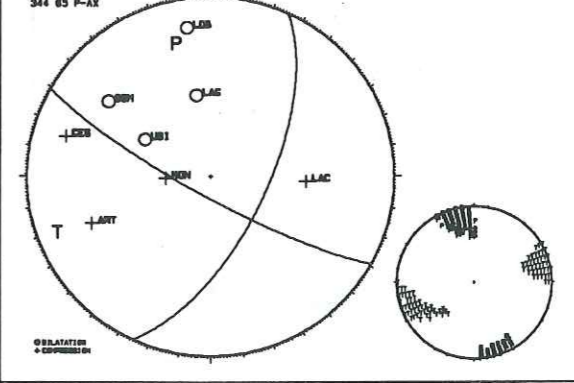
secour-9289, Lat  
870110 818 -48 43 24.20 0 39.88 5.16 2.3 7 103 .0  
175 55 110 .00 7 8.05 .48 .00 15 5 30  
392 35 83  
45 18 T-AX  
180 82 P-AX



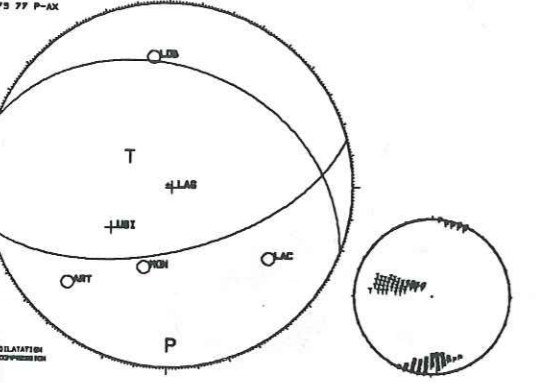
secour-9289, Lat  
870418 050 -13 43 25.81 0 40.35 5.66 1.8 8 256 .0  
110 55 110 .00 8 8.05 .77 .00 28 10 25  
319 73 84  
112 31 T-AX  
212 58 P-AX



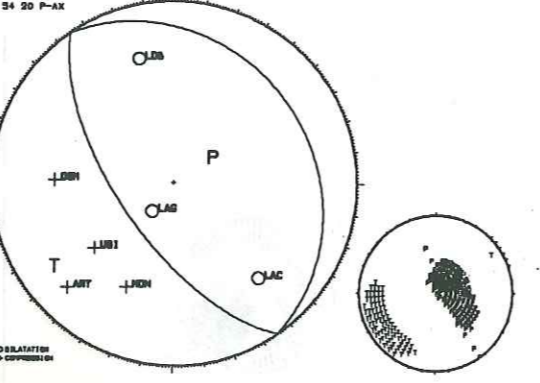
secour-9289, Lat  
870418 150 -17 43 26.02 0 40.27 5.51 3.0 8 237 .0  
115 65 -10 .00 8 8.05 .84 .00 10 25 10  
208 80 -154  
248 78 T-AX  
344 63 P-AX



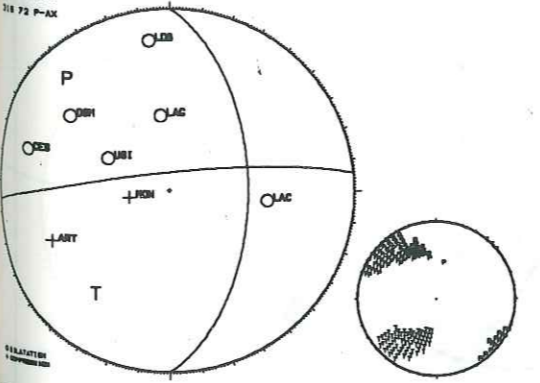
secour-9289, Lat  
870110 818 -18 43 24.15 0 38.73 5.25 1.9 7 128 .0  
165 80 70 .00 8 8.05 .56 .00 10 8 25  
21 35 120  
304 21 T-AX  
179 77 P-AX



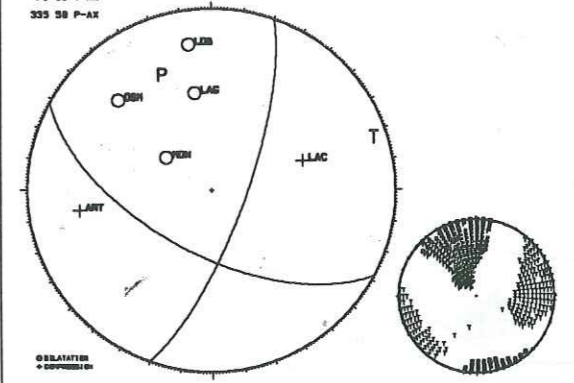
secour-9289, Lat  
870127 5329 -40 43 23.85 0 40.45 4.86 2.4 8 220 .0  
235 65 -80 .00 7 8.05 .71 .00 30 15 25  
35 35 -80  
235 68 T-AX  
34 20 P-AX

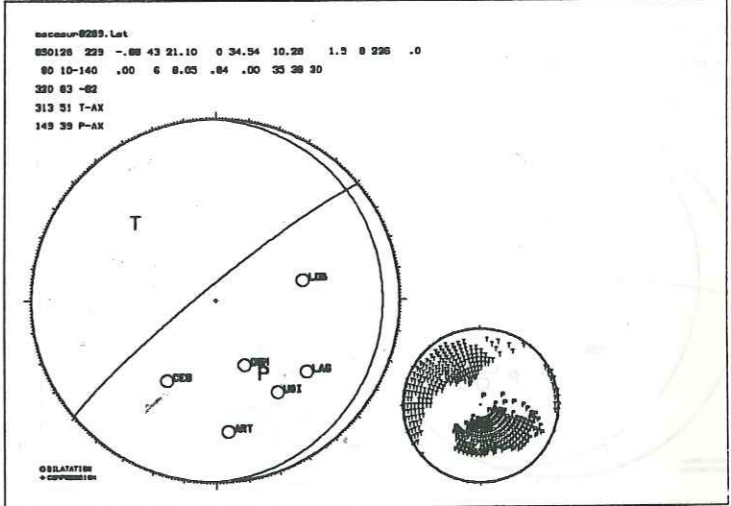
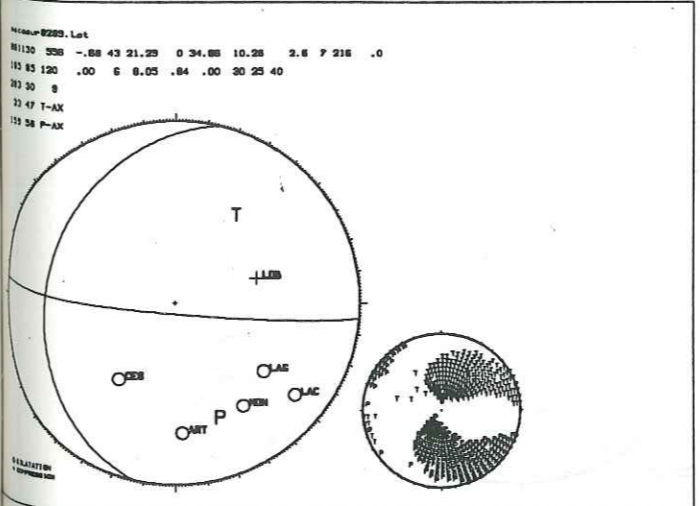
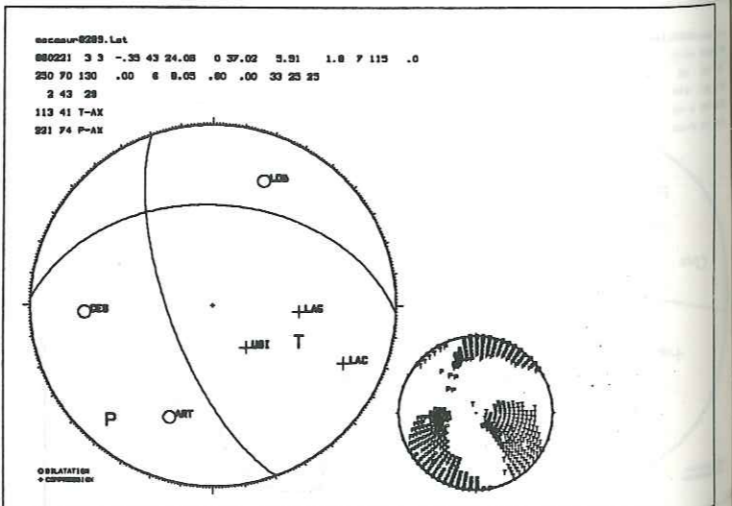
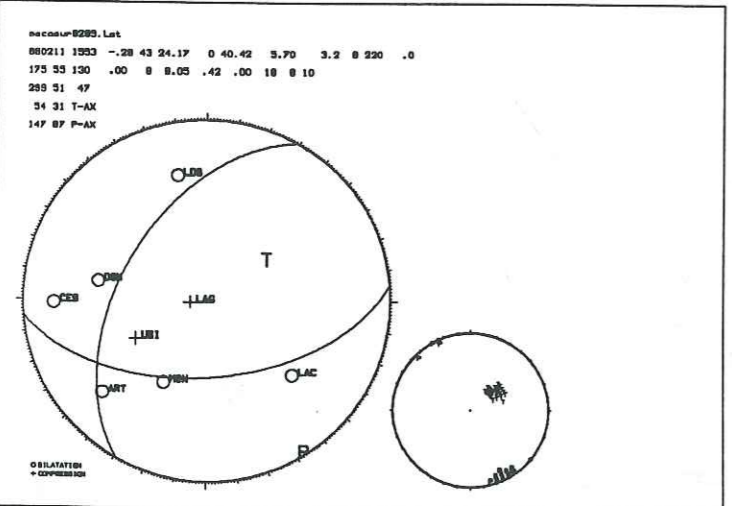
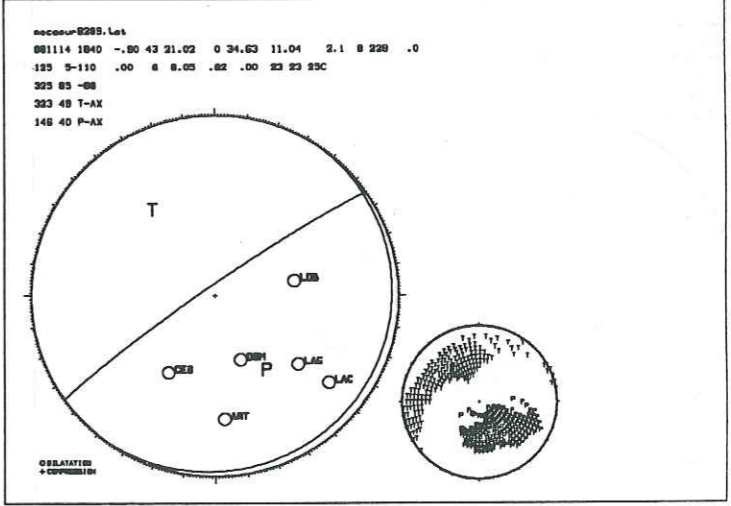
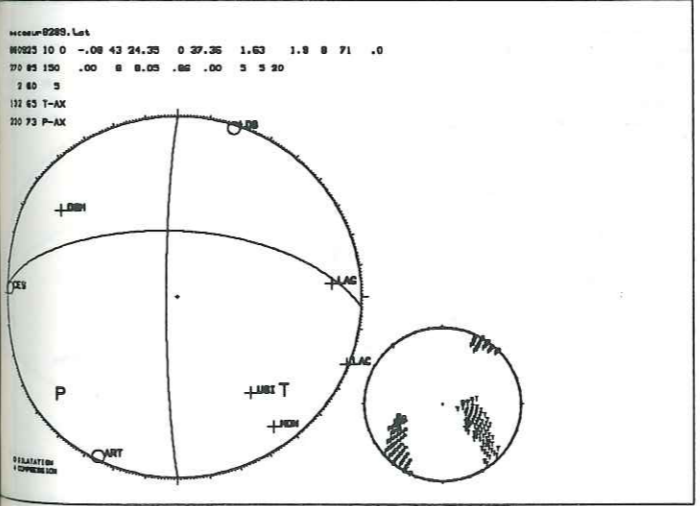
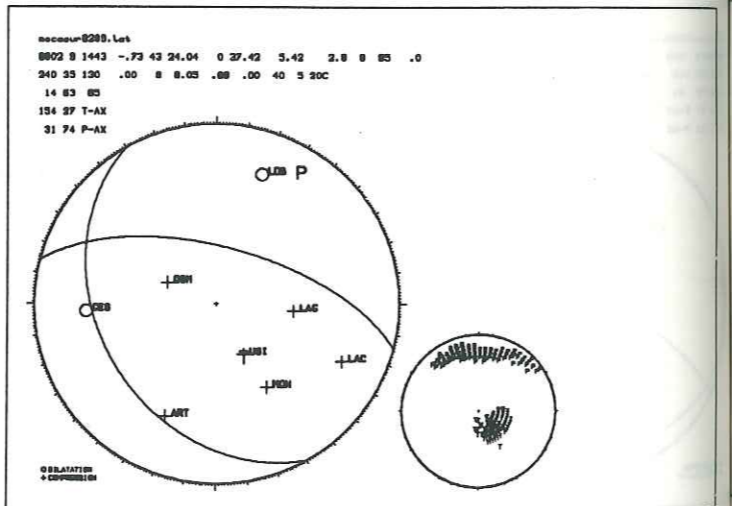
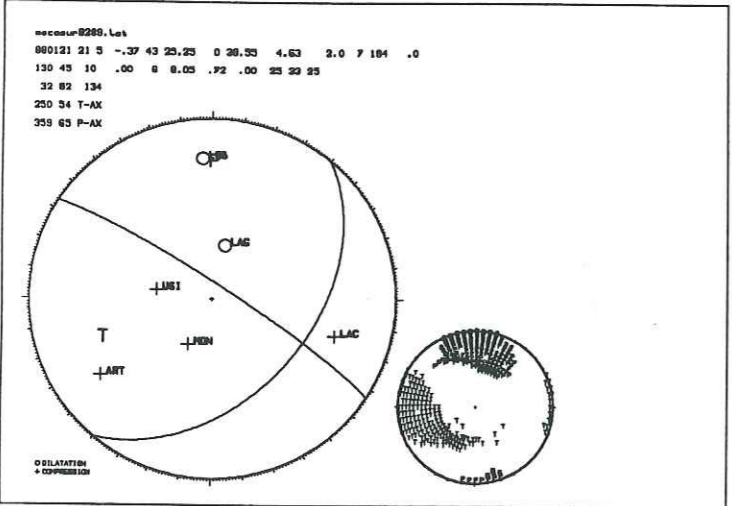
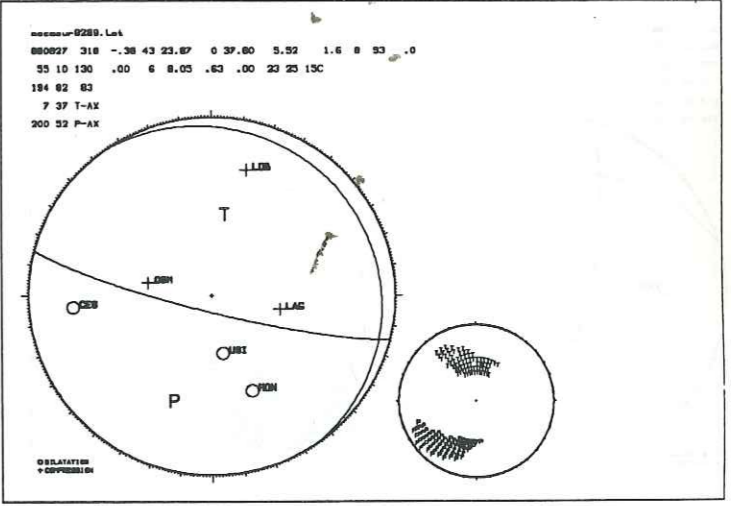
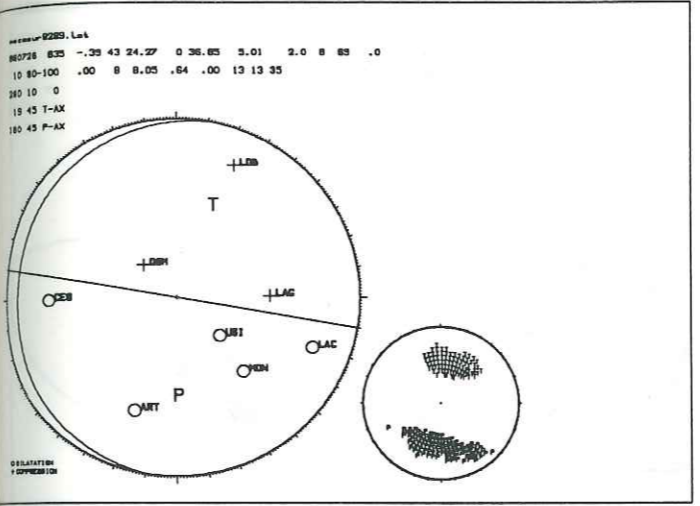
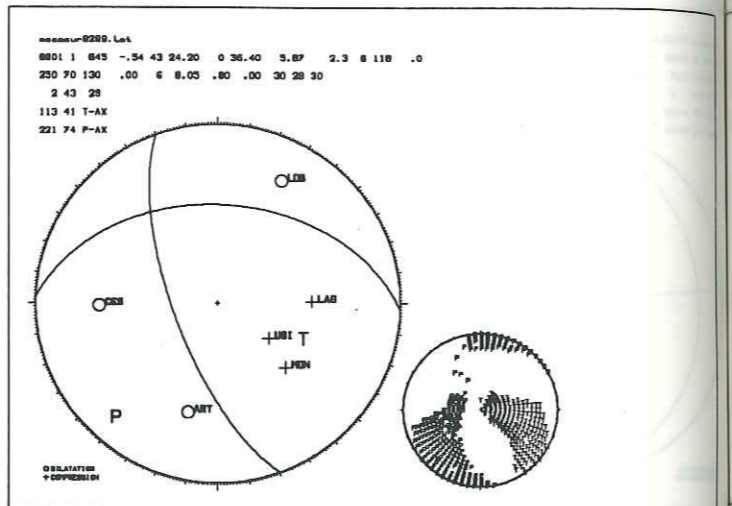
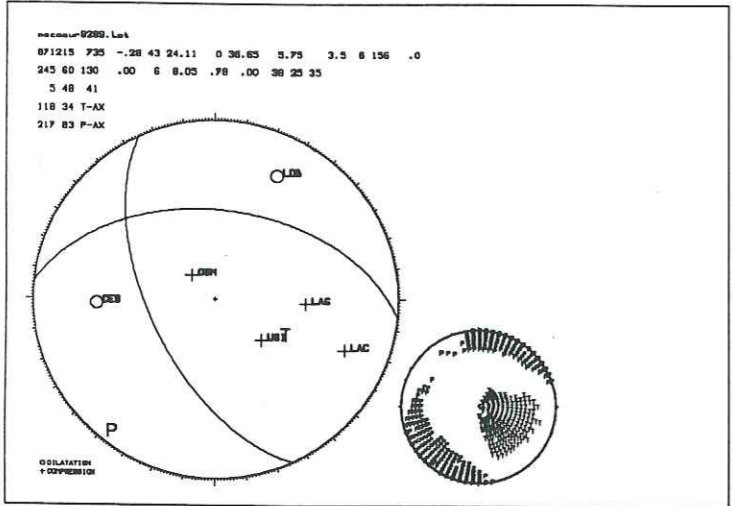
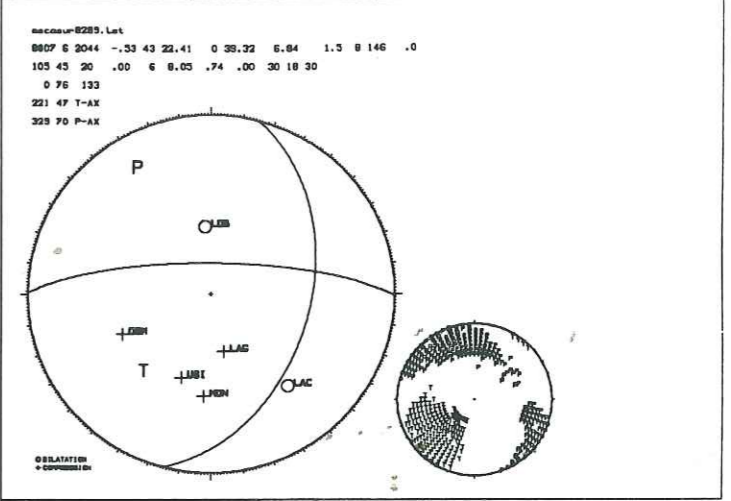
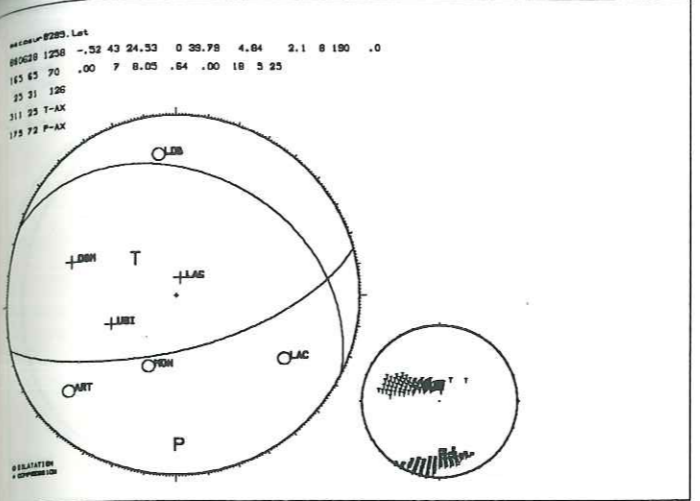
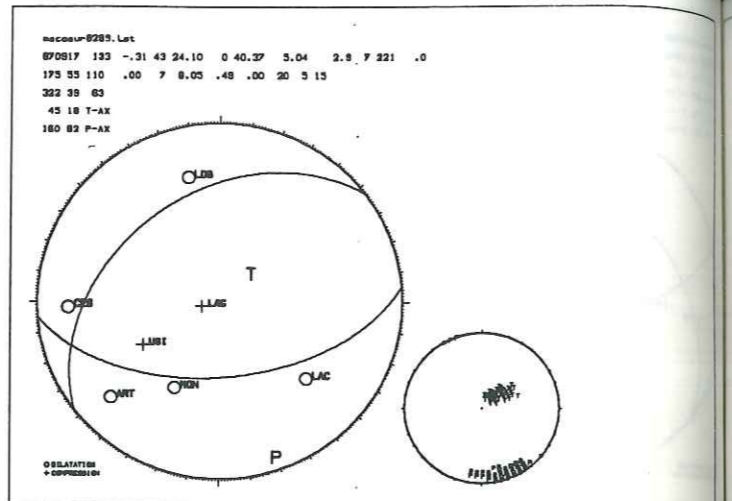
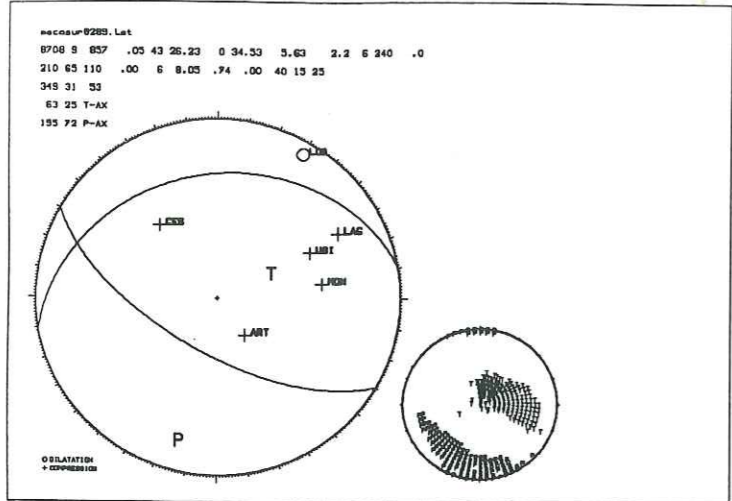


secour-9289, Lat  
870428 1842 -18 43 25.87 0 40.14 5.80 2.0 8 253 .0  
10 55 10 .00 8 8.05 .84 .00 18 25 15  
24 61 144  
216 58 T-AX  
218 72 P-AX

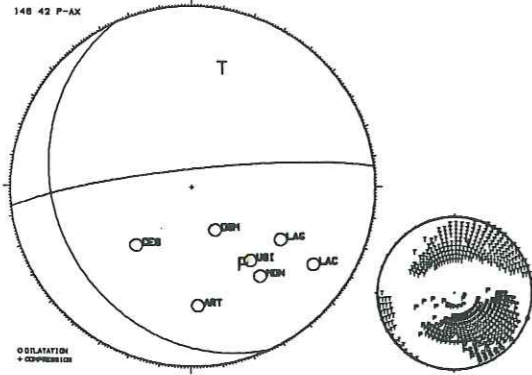


secour-9289, Lat  
870514 151 -25 43 26.78 0 40.83 6.49 1.8 8 270 .0  
110 75 -30 .00 8 8.05 .82 .00 28 28 30  
208 61 -162  
71 60 T-AX  
353 58 P-AX

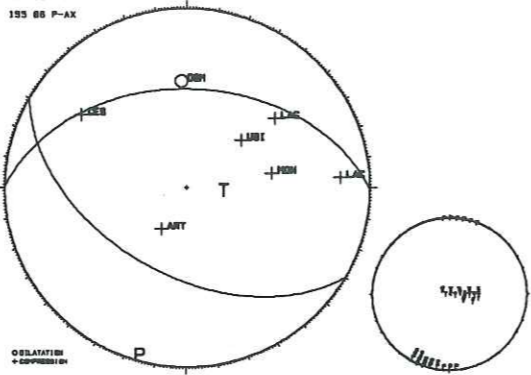




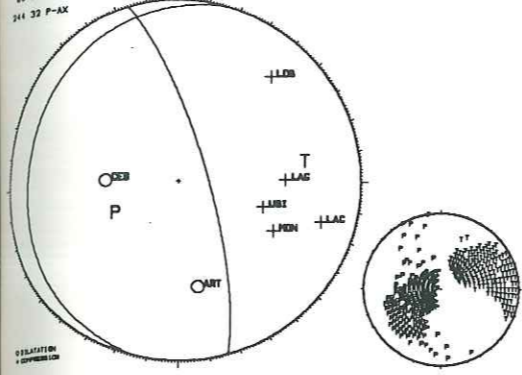
secour-9289, Lat  
890126 737 -07 43 22.00 0 34.83 10.38 2.1 8 188 .0  
245 25 -20 .00 7 8.05 .88 .00 50 33 40  
353 81 -113  
12 37 T-AX  
148 42 P-AX



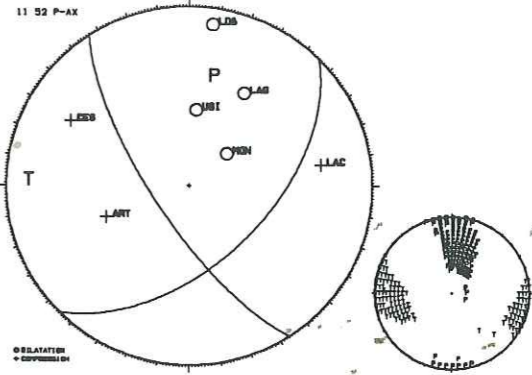
secour-9289, Lat  
890128 3 4 -23 43 26.30 0 36.12 6.16 2.0 7 131 .0  
210 50 110 .00 7 8.05 .54 .00 13 3 3  
0 43 67  
34 13 T-AX  
135 66 P-AX



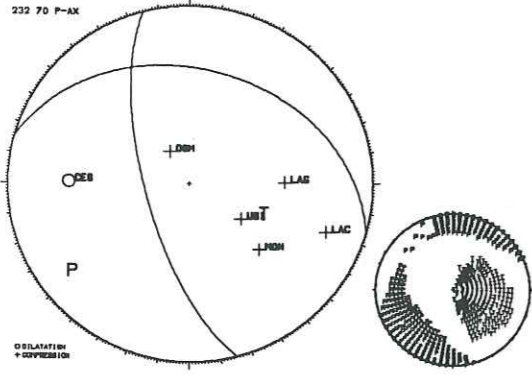
secour-9289, Lat  
890130 2348 -58 43 24.22 0 34.33 7.06 2.1 7 153 .0  
285 15 -60 .00 7 8.05 .83 .00 43 28 20c  
74 77 -87  
80 28 T-AX  
144 33 P-AX



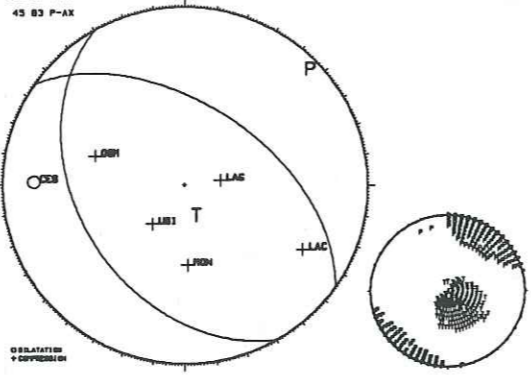
secour-9289, Lat  
891016 543 -13 43 25.71 0 37.82 5.45 2.6 8 200 .0  
130 55 -20 .00 7 8.05 .78 .00 18 25 40  
236 78 -143  
272 78 T-AX  
11 52 P-AX



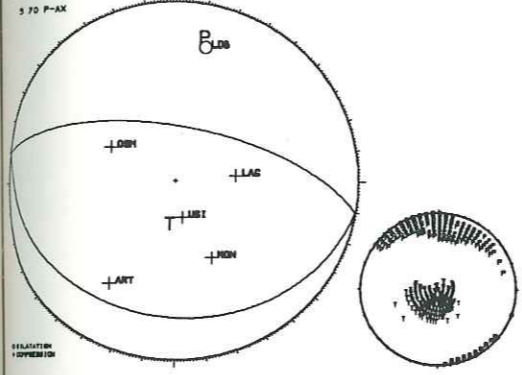
secour-9289, Lat  
890128 835 -28 43 24.25 0 36.51 5.43 2.0 7 120 .0  
255 70 120 .00 6 8.05 .83 .00 43 23 40  
15 35 36  
112 35 T-AX  
232 70 P-AX



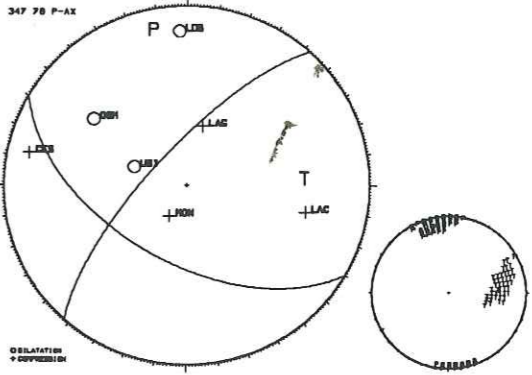
secour-9289, Lat  
8902 1 1325 -46 43 24.31 0 36.54 5.01 2.3 8 100 .0  
240 40 110 .00 6 8.05 .72 .00 33 20 25  
34 32 73  
162 14 T-AX  
45 83 P-AX



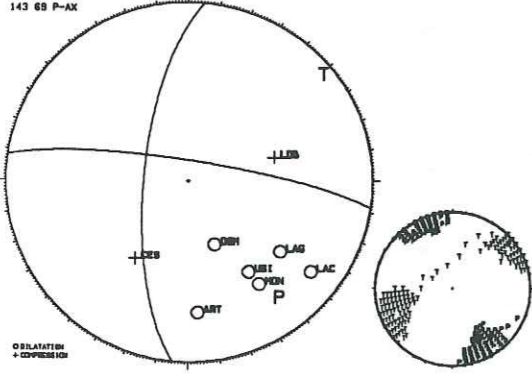
secour-9289, Lat  
891026 7 1 -41 43 24.33 0 37.52 5.62 1.3 8 75 .0  
130 25 90 .00 6 8.05 .78 .00 60 13 35  
10 65 90  
130 20 T-AX  
5 70 P-AX



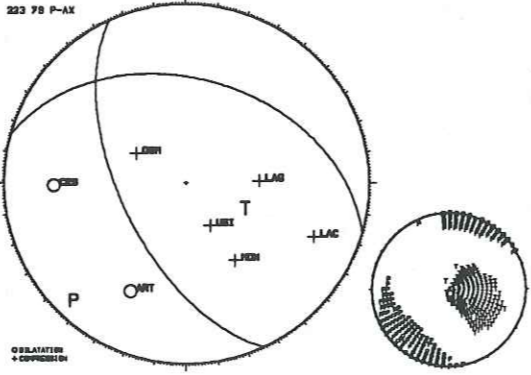
secour-9289, Lat  
8911 7 1525 -13 43 25.43 0 39.46 4.95 1.7 7 135 .0  
210 55 160 .00 7 8.05 .58 .00 10 15 5  
311 73 36  
66 52 T-AX  
347 78 P-AX



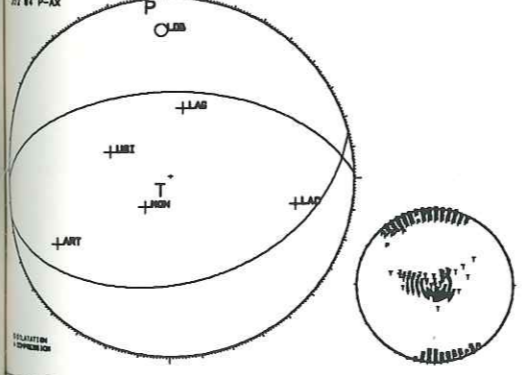
secour-9289, Lat  
8903 3 2022 -78 43 21.28 0 34.68 10.08 2.3 8 218 .0  
275 70 -10 .00 6 8.05 .75 .00 10 23 25  
8 80 -138  
30 82 T-AX  
143 68 P-AX



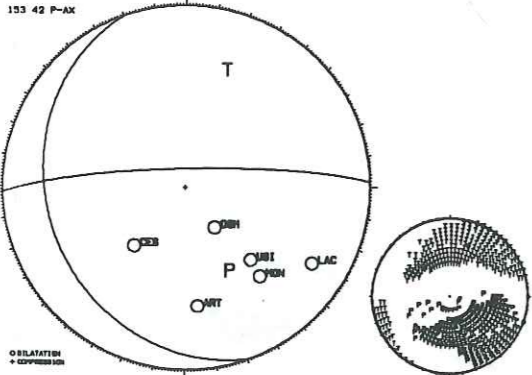
secour-9289, Lat  
890310 1423 -31 43 24.24 0 37.46 5.47 2.1 8 77 .0  
245 80 120 .00 7 8.05 .78 .00 33 18 40  
15 41 43  
114 27 T-AX  
223 78 P-AX



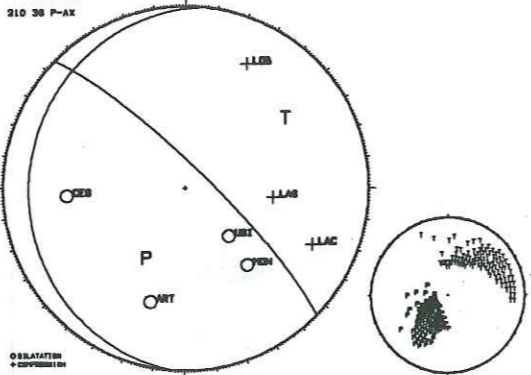
secour-9289, Lat  
89116 856 -18 43 25.50 0 38.58 4.48 1.2 8 210 .0  
135 40 80 .00 6 8.05 .68 .00 20 12 50  
27 50 88  
22 8 T-AX  
22 41 P-AX



secour-9289, Lat  
890311 1344 -71 43 22.14 0 34.51 10.03 2.2 8 201 .0  
230 25 -20 .00 6 8.05 .88 .00 48 38 40  
358 81 -113  
17 37 T-AX  
153 42 P-AX



secour-9289, Lat  
890327 121 -39 43 23.57 0 36.73 5.74 2.2 7 120 .0  
275 15 -40 .00 7 8.05 .70 .00 23 18 20c  
44 80 -101  
33 35 T-AX  
210 38 P-AX



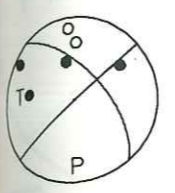
Annexe 2

Représentation des 16 mécanismes au foyer sélectionnés de la période 1976-1979 :

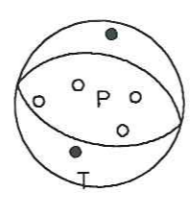
- 1) Représentation simple (programme FPPAGE, Reasenberg and Oppenheimer, 1985),
- 2) Représentation détaillée (programme FPPLLOT, Reasenberg and Oppenheimer, 1985).

ép  
su  
  
pa  
sa  
pc  
pu  
ail  
le  
sti  
dc  
(E  
pc  
la  
(7  
(fi  
  
cc  
ex  
  
0.  
le  
es  
  
in  
  
1.  
0.  
de  
br

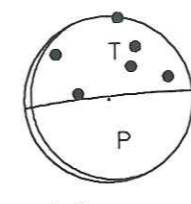
1



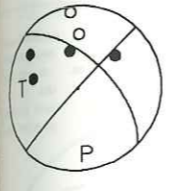
8



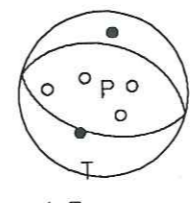
15



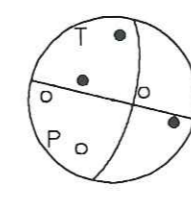
2



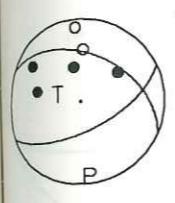
9



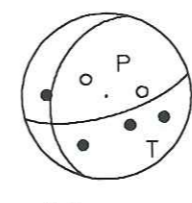
16



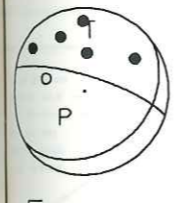
3



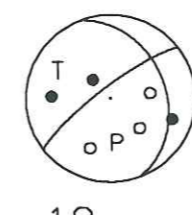
10



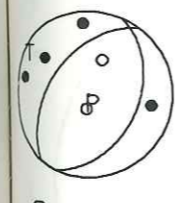
4



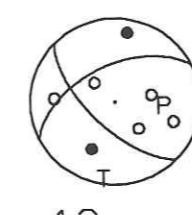
11



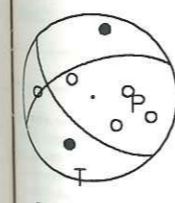
5



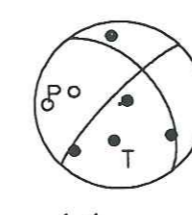
12



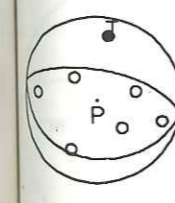
6



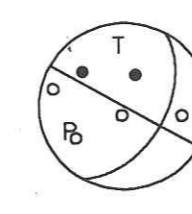
13



7

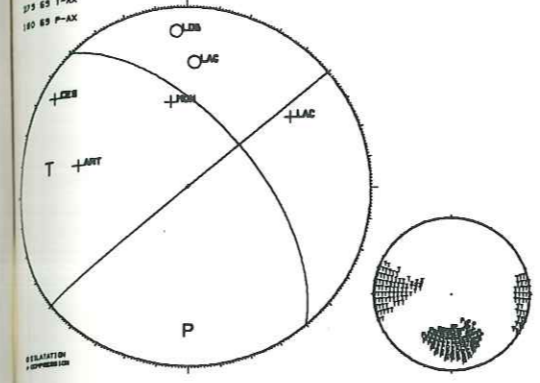


14

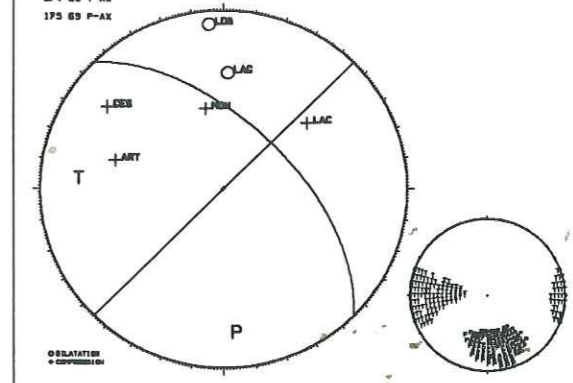


é  
si  
p  
si  
p  
ai  
le  
st  
d  
(I  
p  
la  
(7  
(f  
  
cc  
ex  
0.  
le  
es  
  
in  
1.  
0.  
de  
br

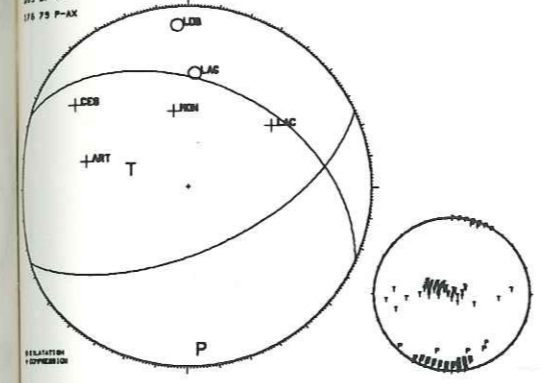
meo7879.Let  
770116 1229 -.11 43 28.05 0 38.54 6.14 2.0 8 278 .0  
145 80 30 .00 6 8.05 .61 .00 15 25 13  
50 60 180  
273 63 T-AX  
180 69 P-AX



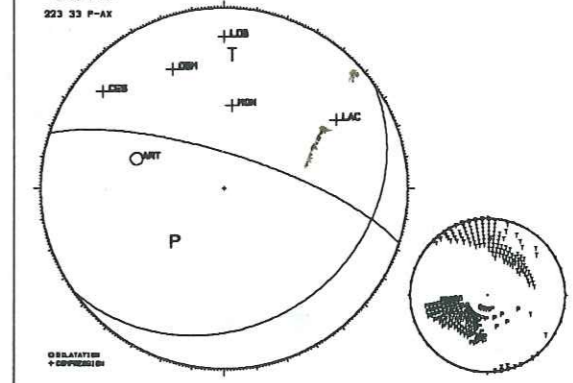
meo7879.Let  
770121 7 8 -.36 43 28.38 0 38.73 6.88 2.1 8 284 .0  
145 80 30 .00 6 8.05 .60 .00 18 28 10  
45 60 180  
274 63 T-AX  
173 69 P-AX



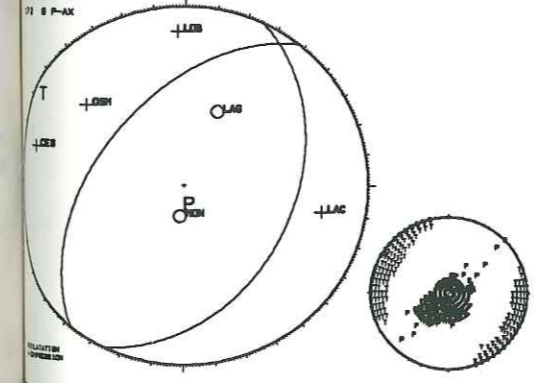
meo7879.Let  
770122 2129 -.21 43 28.21 0 38.63 6.80 2.3 8 282 .0  
145 80 30 .00 6 8.05 .61 .00 20 8 10c  
24 41 130  
215 27 T-AX  
176 73 P-AX



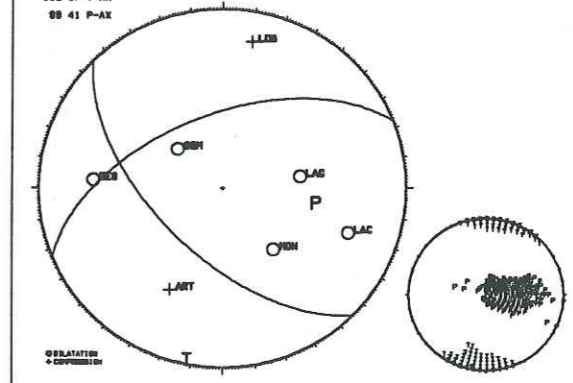
meo7879.Let  
780723 1713 .00 43 28.02 0 38.64 6.41 1.8 7 277 .0  
145 25-140 .00 6 8.05 .75 .00 13 25 30  
17 74 -70  
2 63 T-AX  
223 33 P-AX



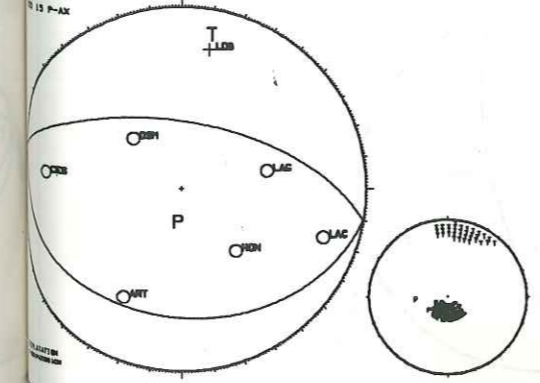
meo7879.Let  
770727 10 8 -.33 43 25.53 0 38.11 4.33 1.3 7 185 .0  
115 40-100 .00 6 8.05 .77 .00 43 18 25  
37 50 -81  
23 64 T-AX  
71 8 P-AX



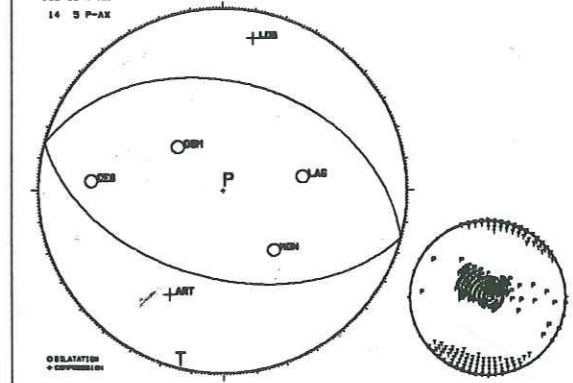
meo7879.Let  
780815 1718 -.34 43 24.48 0 37.31 5.63 2.8 7 87 .0  
225 80 -40 .00 7 8.05 .68 .00 20 23 35  
237 58 -142  
182 87 T-AX  
88 41 P-AX



meo7879.Let  
7812 1820 -.23 43 24.38 0 37.31 5.17 1.5 7 88 .0  
145 30 -80 .00 7 8.05 .58 .00 20 8 15  
2 40 -80  
173 T-AX  
10 13 P-AX

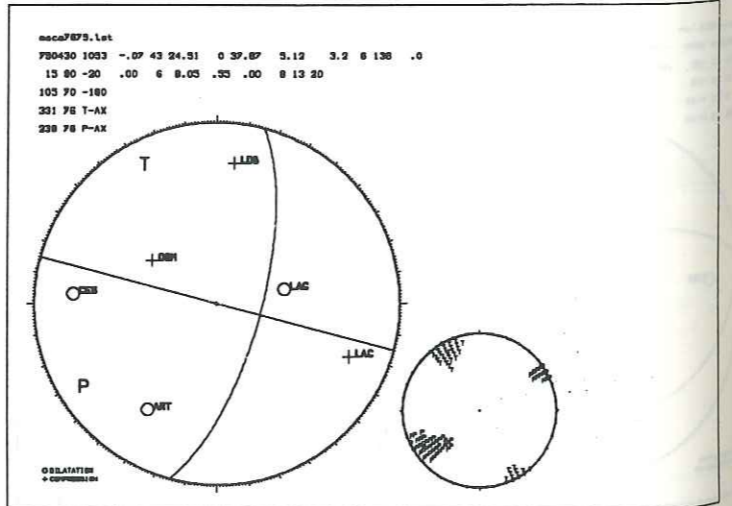
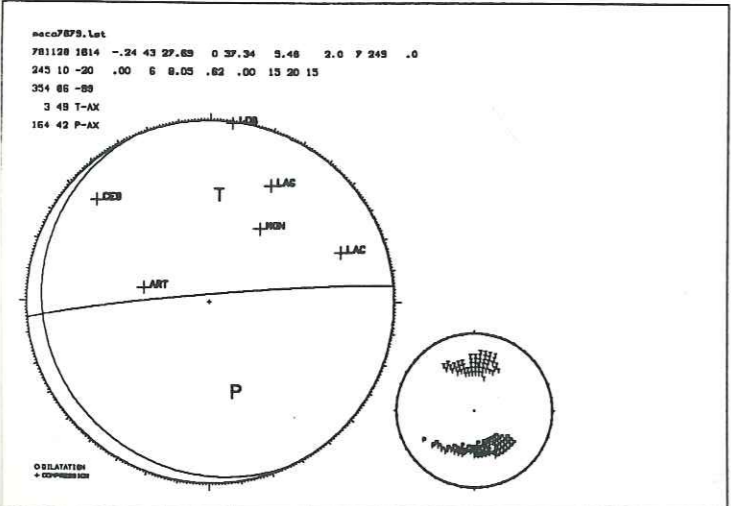
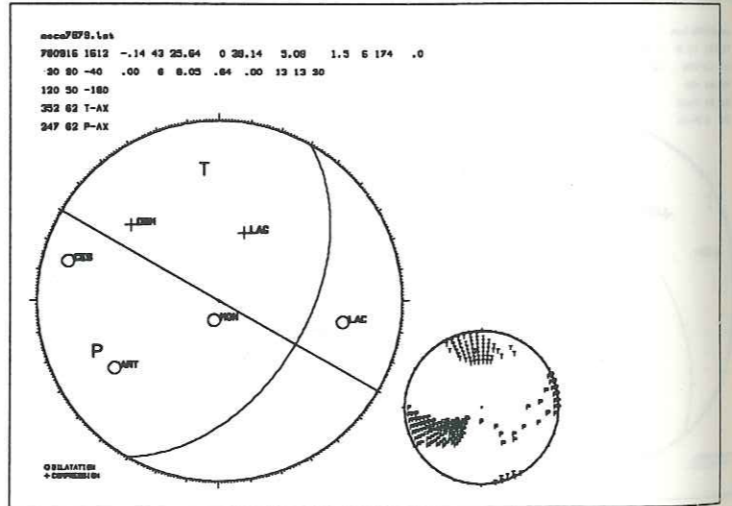
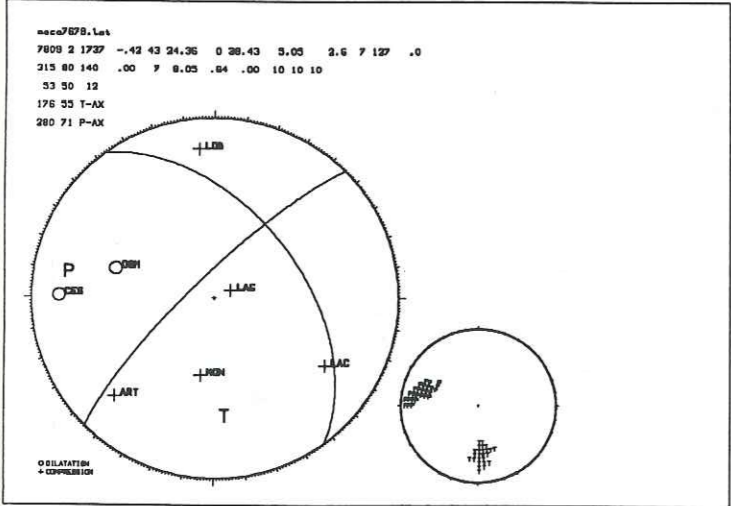
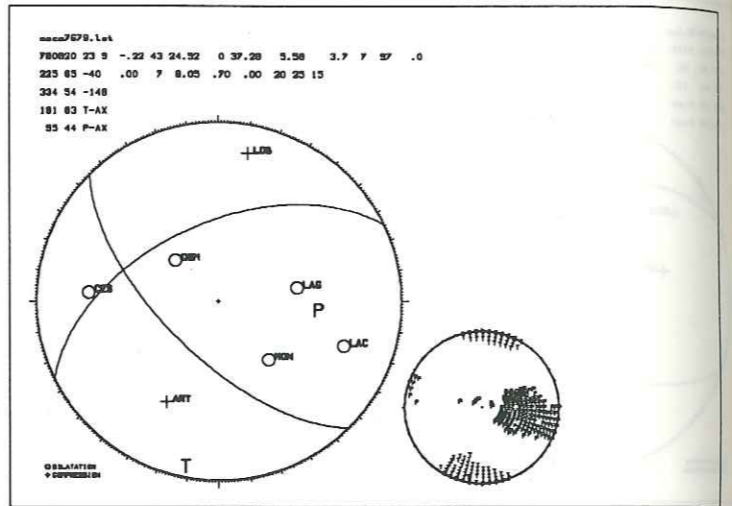
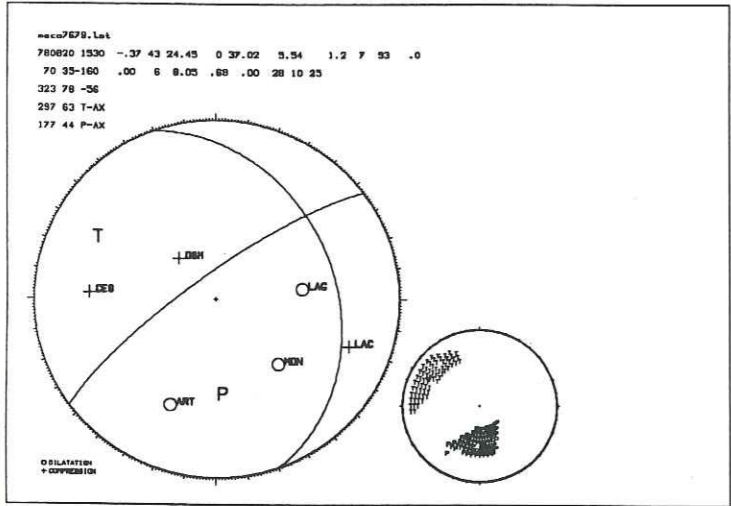
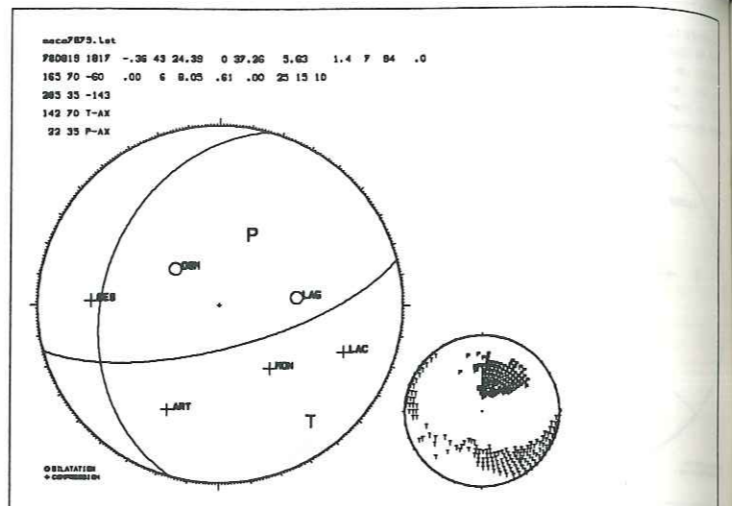
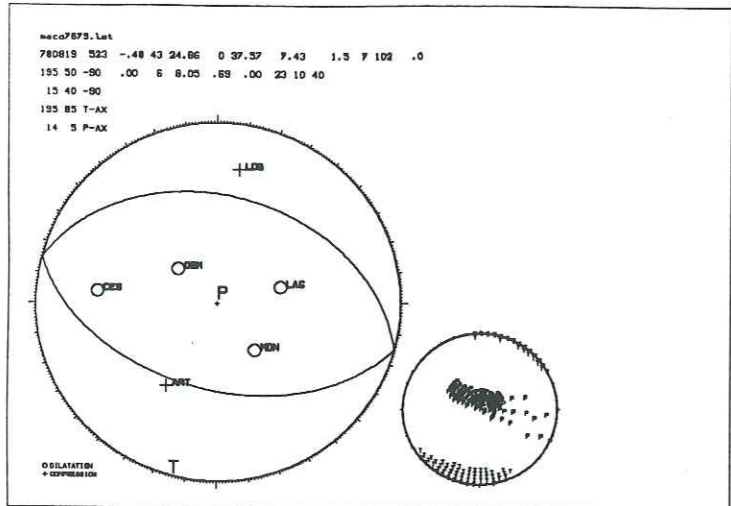


meo7879.Let  
780815 521 -.38 43 24.54 0 37.31 5.54 4.0 7 87 .0  
185 50 -80 .00 6 8.05 .72 .00 30 15 35  
15 40 -80  
183 63 T-AX  
14 3 P-AX





éj  
su  
pa  
sa  
pe  
pu  
ai  
le  
st  
dc  
(B  
pc  
la  
(7  
(fi  
  
co  
ex  
0.5  
les  
est  
  
int  
  
1.6  
0.9  
de  
bri



Annexe 3

Représentation des 16 mécanismes au foyer sélectionnés de la période 1976-1979 (programme de Rivera, 1989).

éj

su

pa

sa

pc

pu

ai

le

st

dc

(B

po

la

(7

(fi

co

ex

0.5

les

est

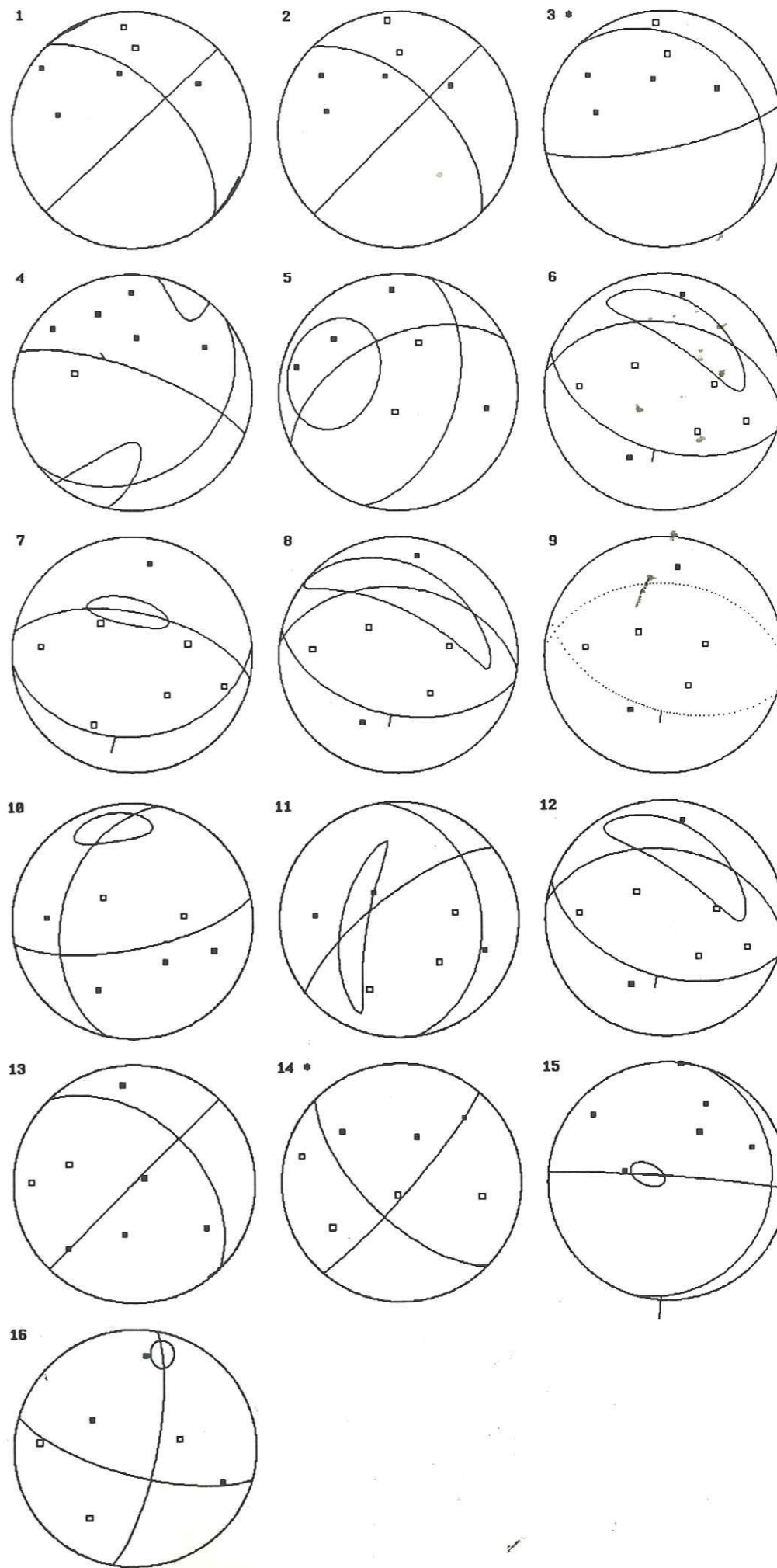
int

1.6

0.9

de

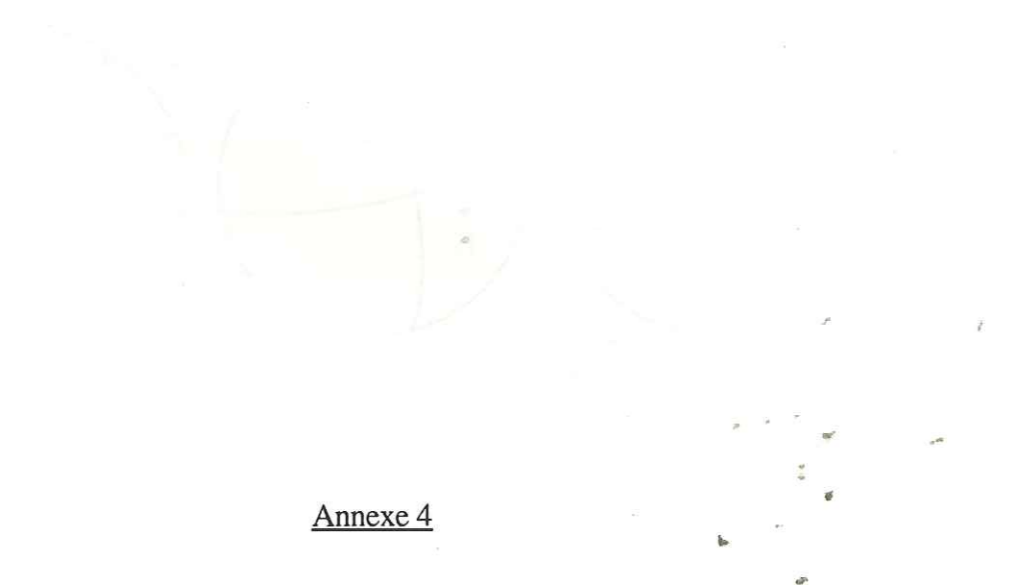
bris



é  
su  
  
pa  
sa  
pc  
pu  
ail  
le  
sta  
do  
(B  
po  
la  
(7.  
(fi

co  
exa  
  
0.5  
les  
est

inté  
  
1.6  
0.9  
de f  
bris



Annexe 4

Représentation des 116 mécanismes au foyer sélectionnés de la période 1982-1989  
(programme de Rivera, 1989).

ép

su

pa

sa

po

pu

ail

le

sta

do

(B

po

la

(7.

(fi

cou

exa

0.5

les

est

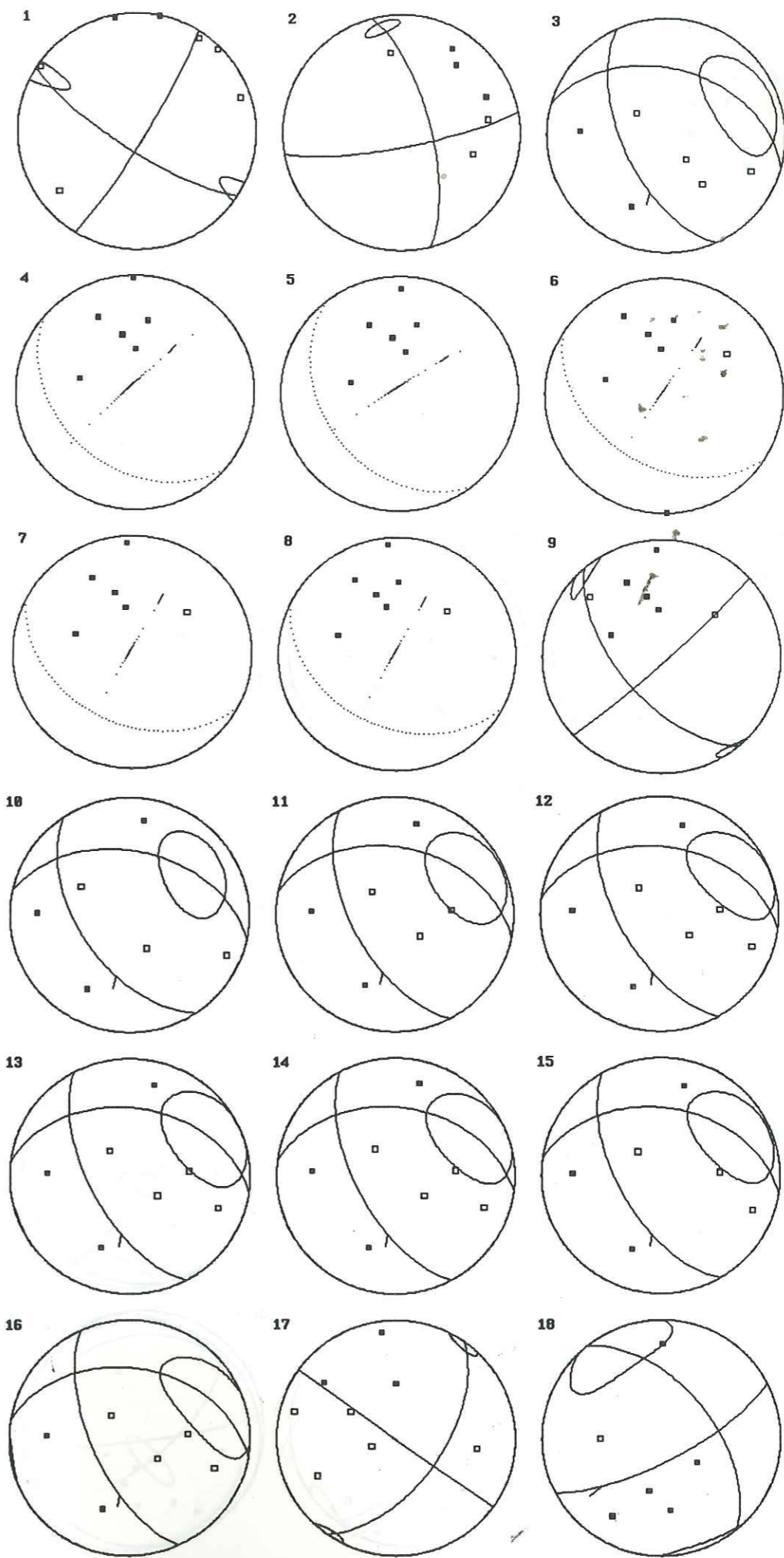
inté

1.6

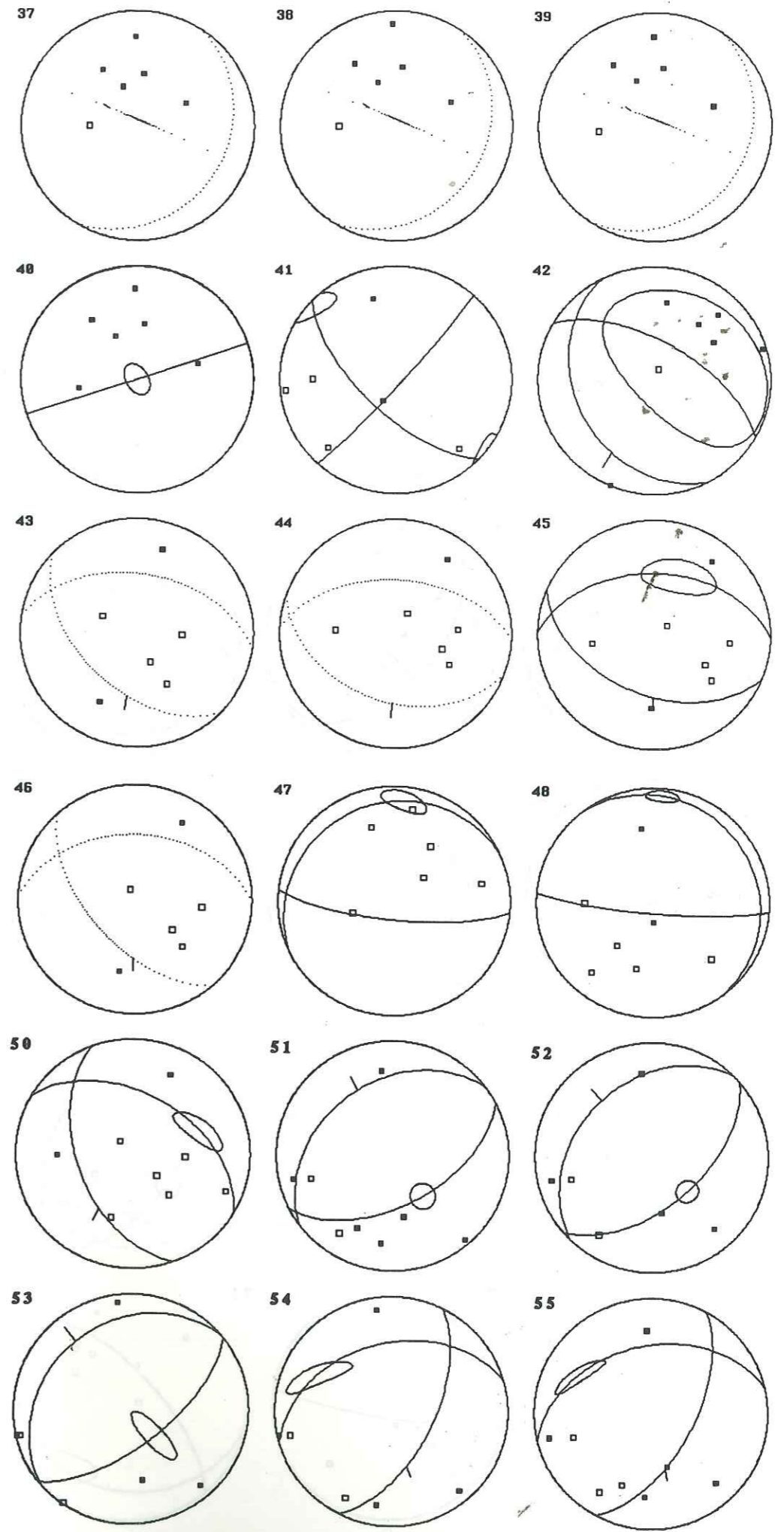
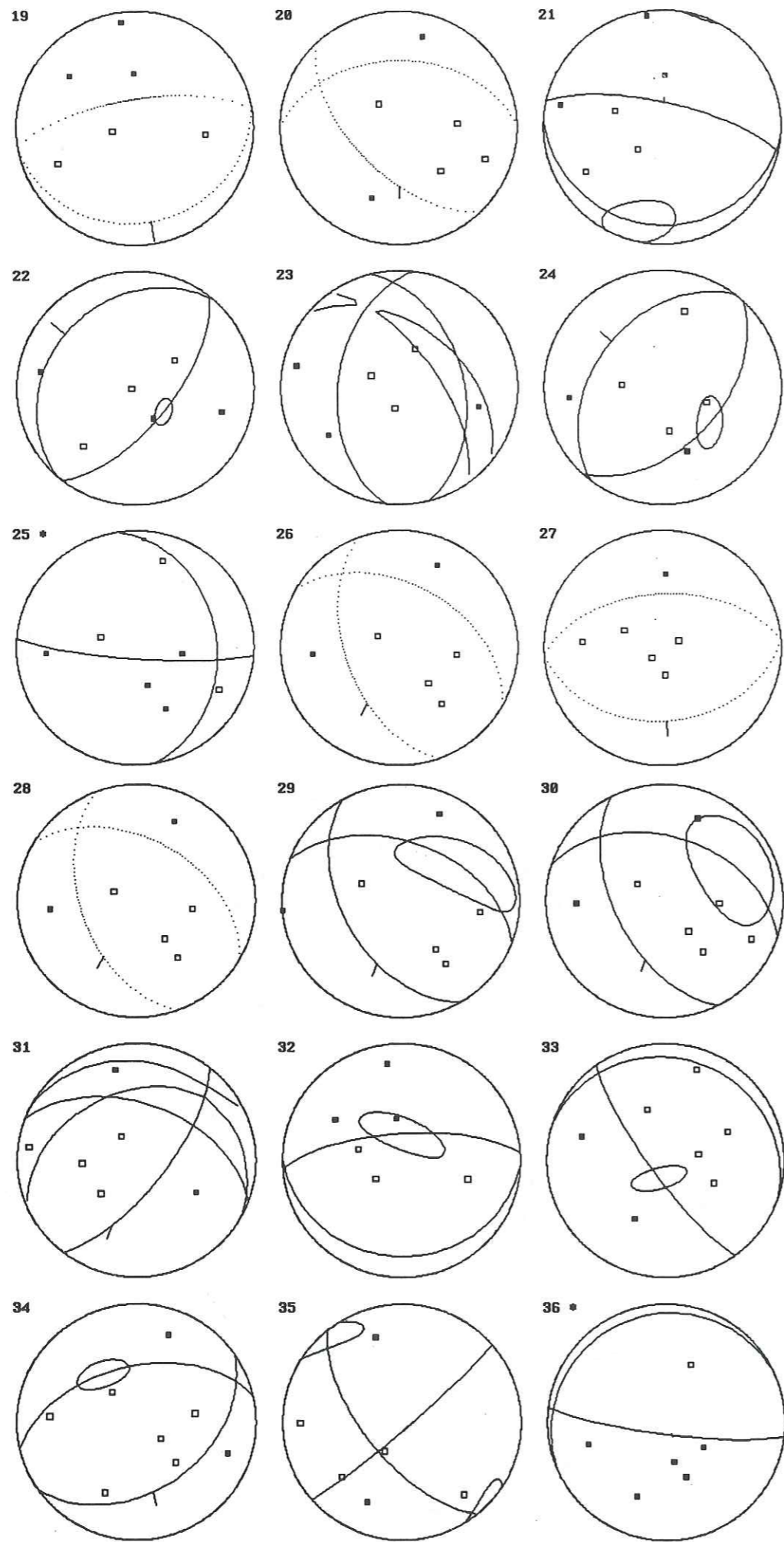
0.9

de 1

bris



é  
si  
pi  
sæ  
pe  
pi  
ai  
le  
st  
de  
(E  
pc  
la  
(7  
(fi  
co  
ex  
0.2  
les  
est  
int  
1.6  
0.9  
de  
bri:



épi

sui

pa

sat

po

pui

aill

le

sta

dor

(Be

po

la l

(7.0

(fig

cou

exa

0.5

les :

est :

inté

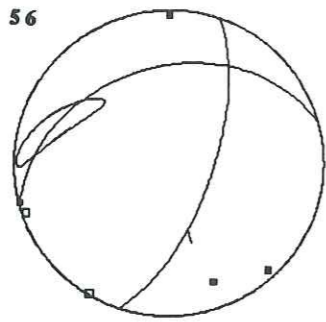
1.65

0.97

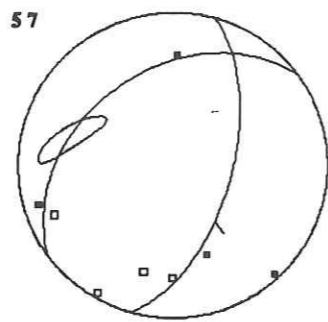
de fr

brisi

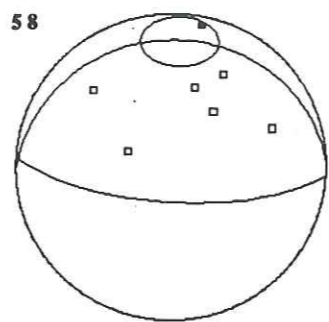
56



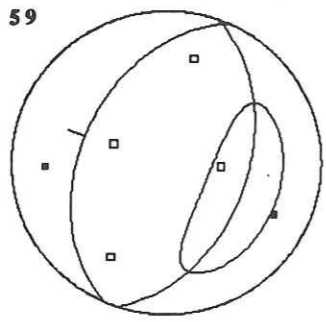
57



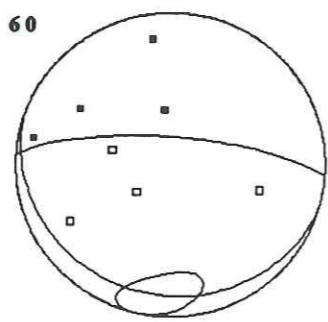
58



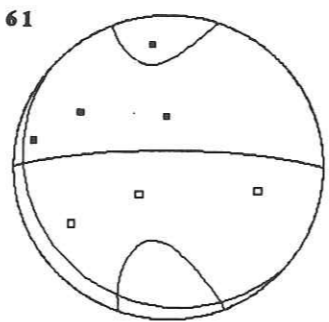
59



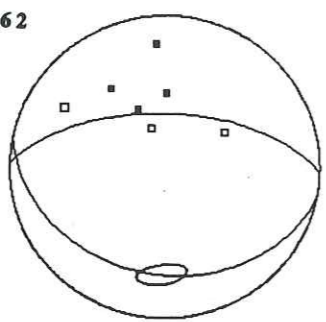
60



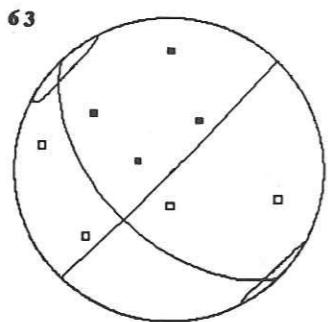
61



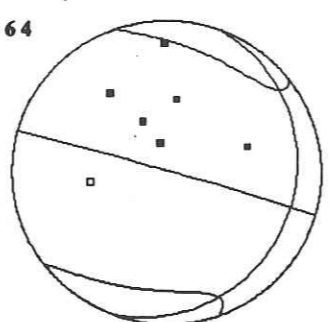
62



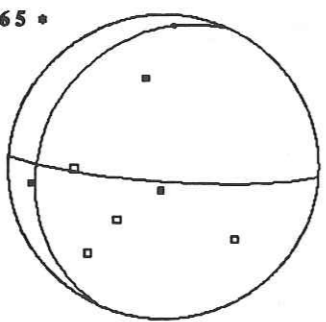
63



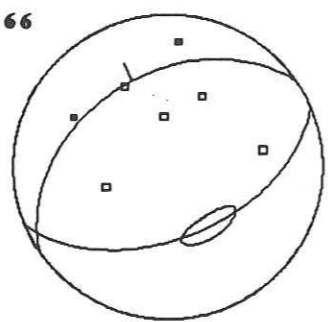
64



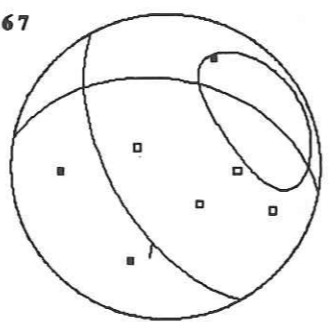
65 \*



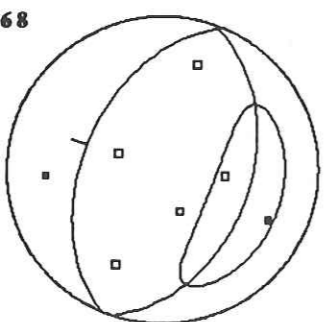
66



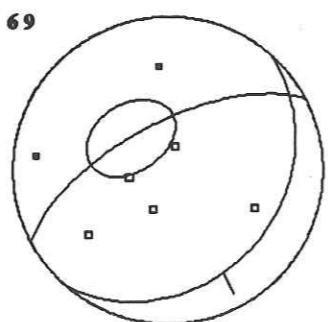
67



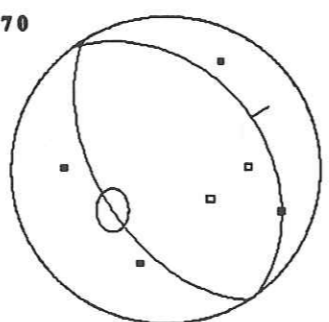
68



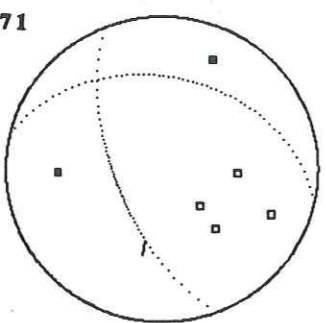
69



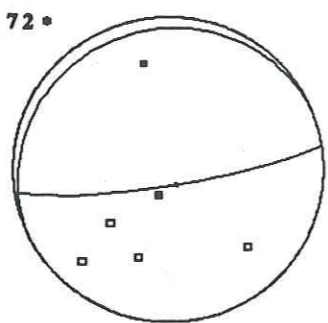
70



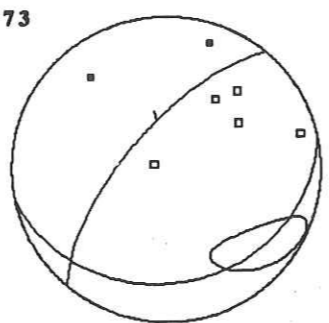
71



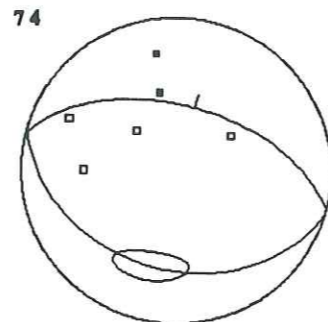
72 \*



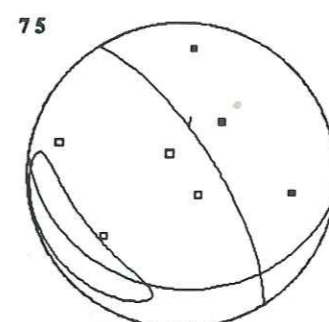
73



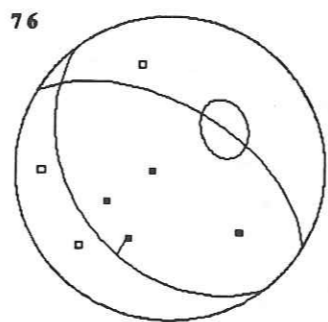
74



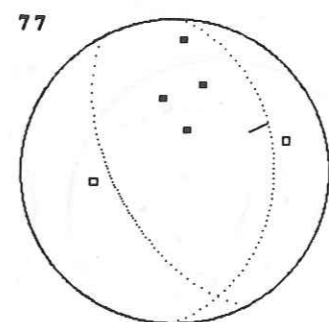
75



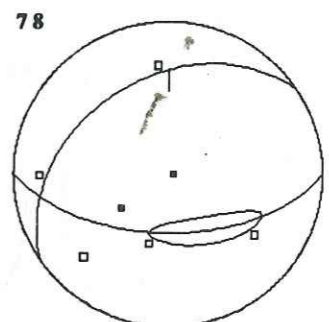
76



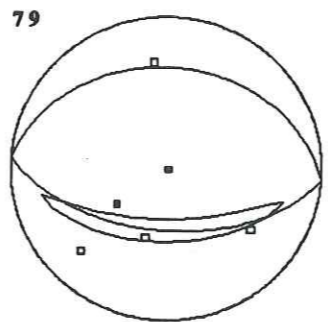
77



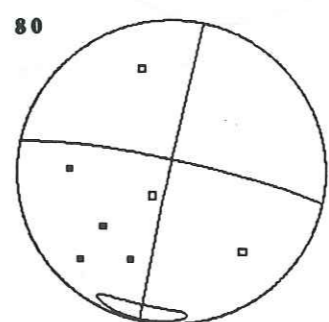
78



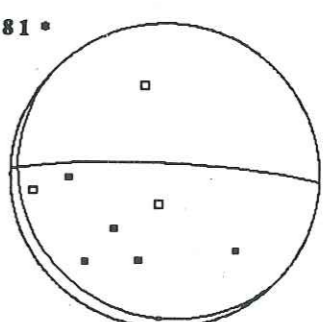
79



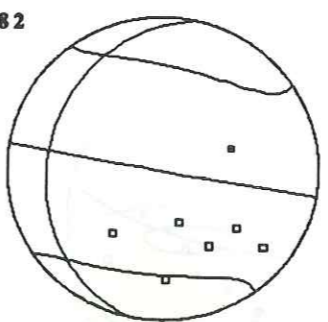
80



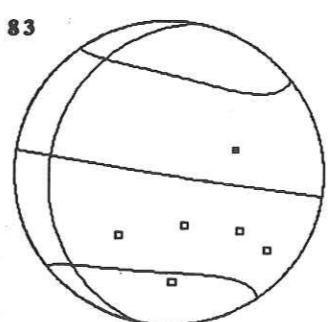
81 \*



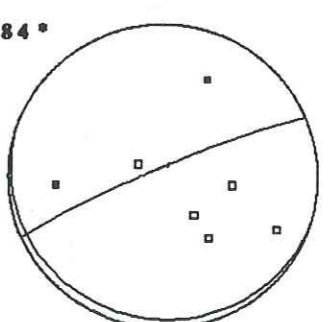
82



83



84 \*



ép

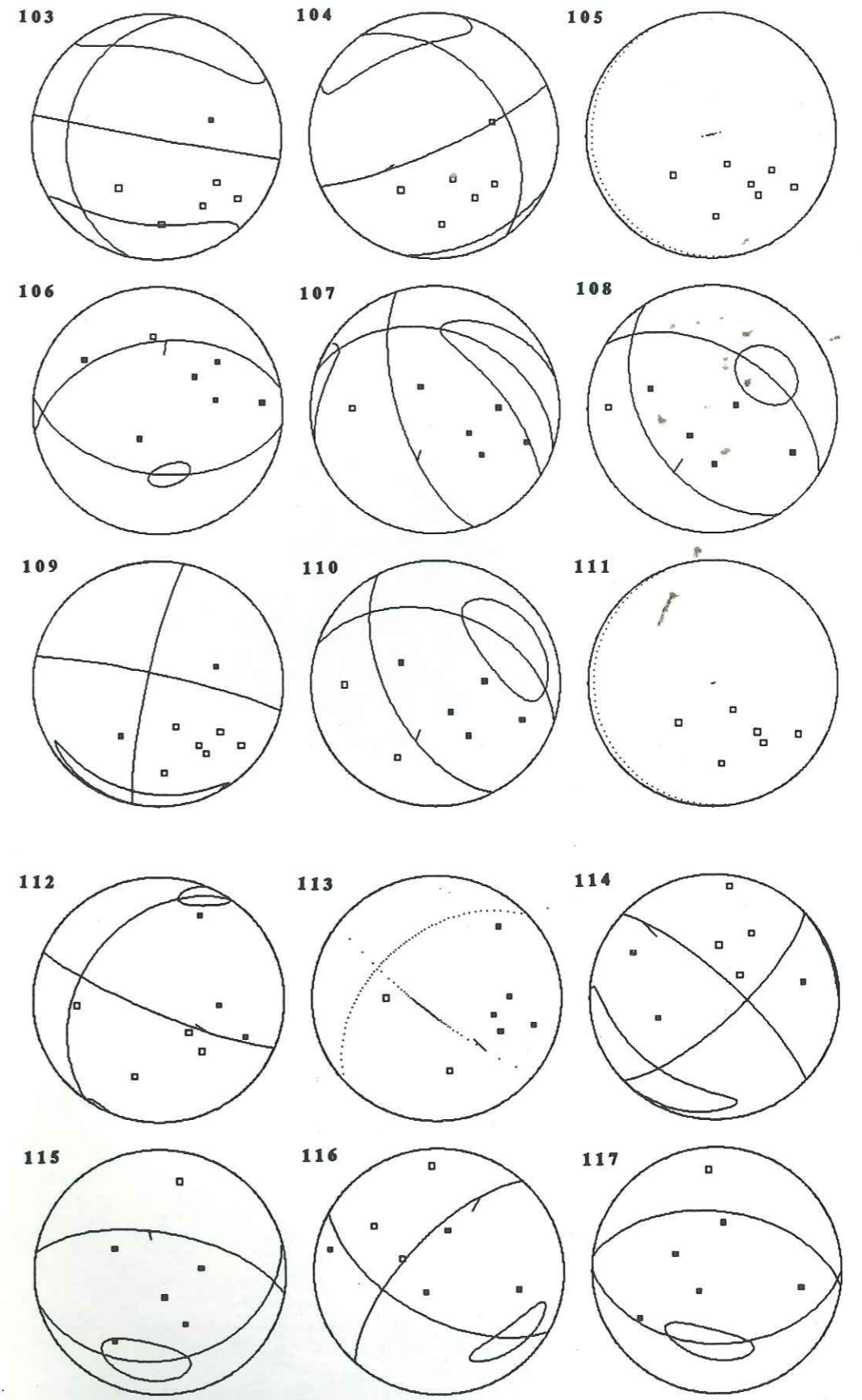
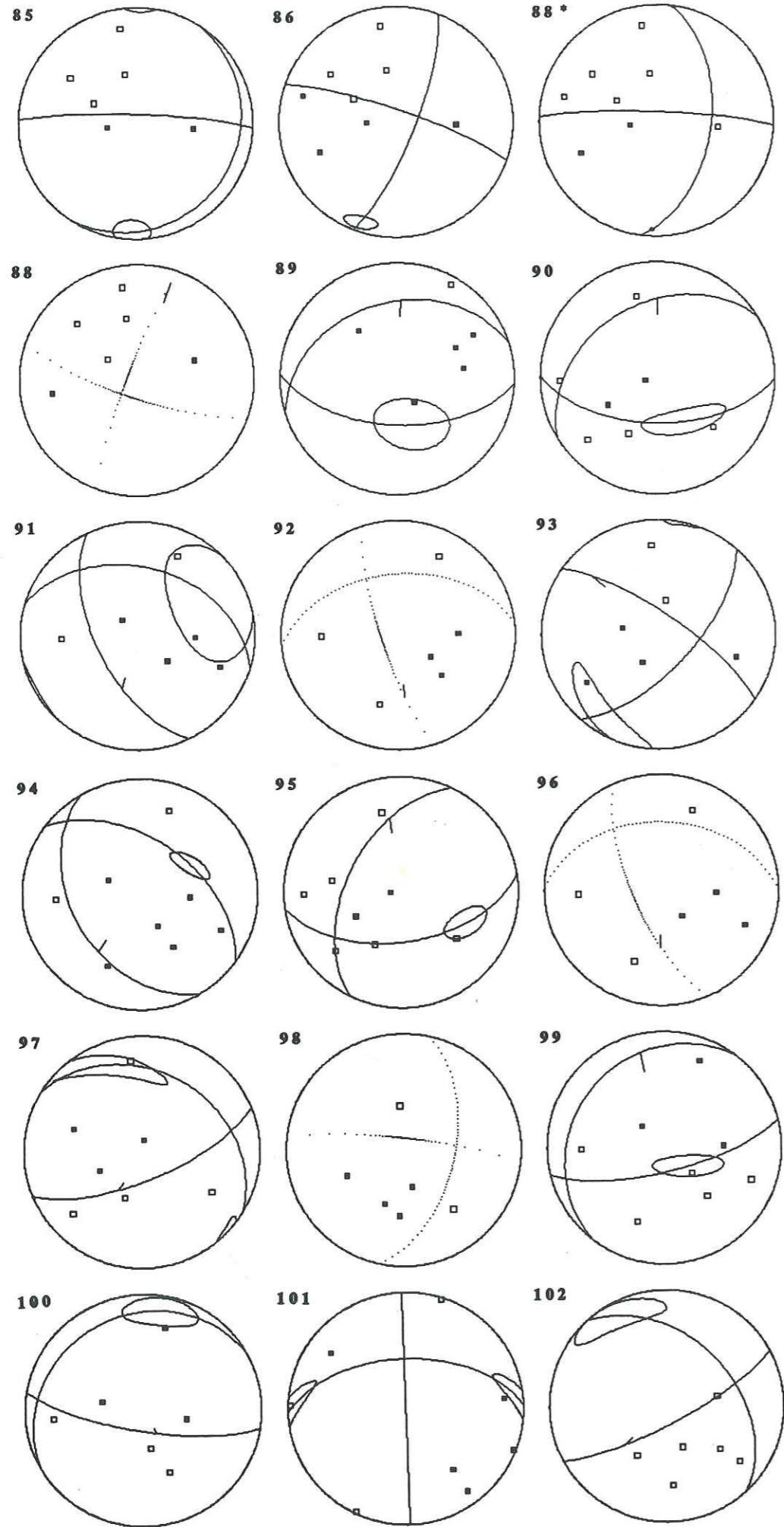
su

pa  
sa  
po  
pu  
ail  
le  
sta  
do  
(B  
po  
la  
(7.  
(fig

cou  
exa  
0.5  
les  
est

inté

1.6  
0.9  
de f  
bris



é  
si  
  
pi  
sa  
pc  
pu  
ai  
le  
stu  
dc  
(B  
po  
la  
(7.  
(fi  
  
cou  
exa  
  
0.5  
les  
est  
  
inté  
  
1.65  
0.97  
de fi  
brisi

UNIVERSITÄT JOHANNES KEPLER  
LINZ  
DIPLOMGEWERBE (LAW, FRANCE)  
L'UNIVERSITÉ JOHANNES KEPLER  
LINZ  
DIPLOMGEWERBE (LAW, FRANCE)

Thèse de doctorat  
Présentée à l'Université de Grenoble  
pour l'obtention du grade de Docteur en Sciences  
de l'Université de Grenoble  
par  
Monsieur  
Thierry TOLLANT

RESUME

La thèse est dédiée à l'étude de la dynamique des fluides dans les écoulements turbulents. Elle est divisée en deux parties principales. La première partie est consacrée à l'étude de la turbulence dans les écoulements à haute vitesse. La seconde partie est consacrée à l'étude de la turbulence dans les écoulements à basse vitesse. Les résultats de ces études sont présentés dans les chapitres suivants.

La première partie de la thèse est consacrée à l'étude de la turbulence dans les écoulements à haute vitesse. Elle est divisée en deux sous-parties. La première sous-partie est consacrée à l'étude de la turbulence dans les écoulements à haute vitesse dans les conduits. La seconde sous-partie est consacrée à l'étude de la turbulence dans les écoulements à haute vitesse dans les conduits avec des obstacles.

La seconde partie de la thèse est consacrée à l'étude de la turbulence dans les écoulements à basse vitesse. Elle est divisée en deux sous-parties. La première sous-partie est consacrée à l'étude de la turbulence dans les écoulements à basse vitesse dans les conduits. La seconde sous-partie est consacrée à l'étude de la turbulence dans les écoulements à basse vitesse dans les conduits avec des obstacles.

Thèse de doctorat  
Présentée à l'Université de Grenoble  
pour l'obtention du grade de Docteur en Sciences  
de l'Université de Grenoble  
par  
Monsieur  
Thierry TOLLANT



THESE DE DOCTORAT de  
L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER

*Titre de l'ouvrage :*  
MECANISME DES DEFORMATIONS ET ASPECT  
FRACTAL DE LA SISMICITE INDUITE PAR  
L'EXPLOITATION D'UN GISEMENT  
D'HYDROCARBURES (LACQ, FRANCE)

*Nom de l'auteur :*  
Philippe VOLANT

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

RESUME

La sismicité induite par le gisement de gaz de Lacq a débuté en 1969, dans une région tectoniquement considérée comme asismique auparavant ( $M < 3$ ). L'exploitation est située au Sud du bassin Aquitain, à 30 km au Nord de la chaîne pyrénéenne. Un réseau local a été installé en 1974 afin de suivre l'évolution spatio-temporelle des séismes. Plus de 1000 événements ( $1.0 \leq M \leq 4.2$ ) ont été enregistrés entre 1974 et 1992.

La très bonne connaissance de la structure géomécanique qui piège le réservoir (forages, profils sismiques, carottages ...) a permis de construire un modèle de vitesse 3D permettant de relocaliser de manière fine la sismicité sur la période 1976-1989. La position des hypocentres est étroitement corrélée avec la structure en dôme du réservoir ainsi qu'avec les discontinuités préexistantes.

La construction des mécanismes au foyer (133 événements sélectionnés sur la période 1976-1989) montre une grande diversité dans les mécanismes de rupture. Cependant, la méthode des dièdres droits a permis de voir une évolution temporelle globale à l'échelle du gisement. Dans un premier temps (1976-1986) nous avons eu un régime en compression maximale verticale, suivi dans la seconde période (1987-1989) par un régime en compression maximale horizontale. L'inversion du tenseur des contraintes a confirmé ces résultats.

La sismicité induite de Lacq étant très localisée (du fait de l'extension limitée du gisement), cela nous a permis de considérer le gisement comme un objet géologique isolé, à une échelle intermédiaire entre les processus tectoniques et les expériences de laboratoire. Nous n'avons pas retrouvé les résultats expérimentaux obtenus sur le coefficient  $b$  (relation fréquence-magnitude des séismes) car la présence d'événements asismiques (non décelables) sur Lacq semble jouer un rôle majeur dans la libération des contraintes.

La géométrie fractale nous a permis de distinguer deux classes de séismes : (1) des séismes diffus répartis sur tout le gisement et (2) des nids de sismicité corrélés avec la structure en dôme du réservoir. Bien qu'il n'y ait pas de corrélation temporelle entre  $D$  et  $b$ , nous proposons cependant qu'il existe un lien géomécanique entre ces deux paramètres.

MOTS CLES

Sismicité induite, Gisement de gaz de Lacq, Dimension fractale, Mécanisme au foyer, Dièdres droits, Tenseur des contraintes, Coefficient  $b$ , Modèle de vitesse 3D