



HAL
open science

Etude de la sismicité intraplaque de la région de Gazli (Ouzbékistan) et localisation de la déformation sismique

Rémy Bossu

► **To cite this version:**

Rémy Bossu. Etude de la sismicité intraplaque de la région de Gazli (Ouzbékistan) et localisation de la déformation sismique. Tectonique. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1996. Français. NNT : . tel-00703237

HAL Id: tel-00703237

<https://theses.hal.science/tel-00703237>

Submitted on 1 Jun 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 RECHERCHE INTERDISCIPLINAIRES de GÉOLOGIE
et de **MÉCANIQUE**

THÈSE

présentée par

Rémy BOSSU

pour obtenir le titre de DOCTEUR de

L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER- GRENOBLE I

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Spécialité : **Géophysique-Géochimie**

Etude de la sismicité intraplaque de la région de Gazli (Ouzbékistan)
et
localisation de la déformation sismique

Date de soutenance: le 11 janvier 1996

Composition du jury :

M. G. PERRIER	Président
M. M. DAIGNIERES	Rapporteur
M. A. MCGARR	Rapporteur
M. J.-R. GRASSO	Directeur de thèse
M. P. R. COBBOLD	Examineur
M. M. SEBRIER	Examineur
M. B. NURTAEV	Invité

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE
et
INSTITUT de RECHERCHE INTERDISCIPLINAIRES de GÉOLOGIE
et de MÉCANIQUE

THÈSE

présentée par

Rémy BOSSU

pour obtenir le titre de DOCTEUR de

L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER- GRENOBLE I

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Spécialité : Géophysique-Géochimie

Etude de la sismicité intraplaque de la région de Gazli (Ouzbékistan)
et
localisation de la déformation sismique

Date de soutenance: le 11 janvier 1996

Composition du jury :

M. G. PERRIER	Président
M. M. DAIGNIERES	Rapporteur
M. A. MCGARR	Rapporteur
M. J.-R. GRASSO	Directeur de thèse
M. P. R. COBBOLD	Examineur
M. M. SEBRIER	Examineur
M. B. NURTAEV	Invité

10146166

- SOMMAIRE -

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

CHAPITRE I.....	1
INTERET DE LA SEQUENCE SISMIQUE DE GAZLI.....	1
I-1 INTRODUCTION.....	1
I-2 POURQUOI ETUDIER LA SISMICITE INTRAPLAQUE ?.....	4
I-3 PARTICULARITES DE LA SEQUENCE DE GAZLI.....	6
<i>I-3.1 Situation géographique.....</i>	<i>6</i>
<i>I-3.2 La séquence sismique de Gazli: une sismicité naturelle ?.....</i>	<i>8</i>
I-4 OBJECTIFS ET PRESENTATION DE CETTE THESE.....	8
CHAPITRE II.....	11
SISMICITE DE LA REGION ET CARACTERISTIQUES DE LA SEQUENCE SISMIQUE DE GAZLI.....	11
II-1 SISMICITE DE LA REGION.....	11
<i>II-1.1 Sismicité historique.....</i>	<i>13</i>
<i>II-1.2 Sismicité instrumentale.....</i>	<i>15</i>
II-1.2.1 Catalogue de l'Asie Centrale.....	17
II-1.2.2 Catalogue de la région de Gazli - Boukhara.....	19
<i>II-1.3 Conclusion.....</i>	<i>22</i>
II-2 CARACTERISTIQUES DE LA SEQUENCE SISMIQUE DE GAZLI.....	22
<i>II-2.1 Hypocentre, moment sismique, magnitude et solution focale.....</i>	<i>23</i>
<i>II-2.2 Localisations et mécanismes au foyer des chocs principaux de Gazli.....</i>	<i>25</i>
<i>II-2.3 Plans de faille et vecteurs glissement.....</i>	<i>38</i>
II-3 INVERSION DES DONNEES DE DEPLACEMENTS VERTICALES ET HORIZONTALES.....	42
II-4 PLANS DEDUITS DE LA GEODESIE ET DISTRIBUTION DES REPLIQUES.....	53
II-5 CONCLUSION.....	56

CHAPITRE III.....	57
CAMPAGNE DE SURVEILLANCE SISMIQUE DE 1991.....	57
III-1 ACQUISITION DES DONNEES.....	57
III-1.1 Stations analogiques.....	57
III-1.2 Stations numériques.....	59
III-1.3 Réseau.....	59
III-2 DEPOUILLEMENT DES DONNEES.....	62
III-2.1 Stations analogiques.....	62
III-2.2 Stations numériques.....	62
III-3 LOCALISATION DES SEISMES ET MODELE DE VITESSE.....	63
III-3.1 Technique de localisation des séismes.....	64
III-3.2 Modèle de vitesse.....	66
III-3.3 Méthode de détermination du rapport de vitesse.....	67
III-3.4 Variation du rapport des vitesses et localisation.....	67
III-4 RESULTATS DE LA CAMPAGNE DE 1991.....	70
CHAPITRE IV.....	102
CHAMPS DES CONTRAINTES ET TECTONIQUE REGIONALE.....	102
IV-1 INTRODUCTION.....	102
IV-2 ETUDE DES CONTRAINTES.....	103
IV-2.1 Objectifs.....	103
IV-2.2 Mesure des contraintes.....	104
IV-2.2.1 Méthodes directes.....	104
IV-2.2.2 Méthodes indirectes.....	104
IV-2.3 Champs des contraintes régionales et locales à Gazli.....	107
IV-2.4 Perturbations du champ des contraintes.....	154
IV-2.4.1 Présentation des données.....	154
IV-2.4.2 Résultat de l'inversion des contraintes.....	159
IV-2.4.3 Discussion et conclusion.....	159
IV-3 SEISMES DE GAZLI ET TECTONIQUE DE L'ASIE DU SUD-OUEST.....	162
IV-3.1 Présentation simplifiée de la tectonique régionale.....	162
IV-3.2 Néotectonique et déformation sismique à Gazli.....	166
IV-3.2.1 Asymétrie de la déformation résultant de la collision Inde-Asie.....	166
IV-3.2.2 Evolution possible de la plaque Turan.....	168
IV-4 CONCLUSION:.....	174

CHAPITRE V.....	177
MANIPULATION SDE FLUIDES ET SEISMES MAJEURS DE LA REGION DE GAZLI.....	177
V-1 INTRODUCTION.....	177
V-2 DONNEES D'EXPLOITATION.....	179
V-3 SISMICITE INDUITE ET DECLENCHEE.....	183
V-3.1 Effet élastique.....	183
V-3.2 Augmentation de pression de pore.....	184
V-3.3 Effets de compaction du réservoir.....	186
V-3.4 Extraction et équilibre isostatique.....	186
V-4 CONCLUSION.....	188
CHAPITRE VI.....	190
LOCALISATION DE LA DEFORMATION SISMIQUE: ZONES MATURES ET IMMATURES.....	190
VI-1 INTRODUCTION.....	190
VI-1.1 Evénements sismiques et événements acoustiques.....	192
VI-1.2 Modèle qualitatif d'évolution d'une zone de cisaillement.....	192
VI-2 METHODE.....	194
VI-2.1 Présentation de la méthode.....	194
VI-3 VALIDATION PAR DES DONNEES SYNTHETIQUES.....	200
VI-4 CARACTERISATION DE ZONES DE DEFORMATION.....	206
VI-4.1.1 Zone de failles de San Andreas.....	209
VI-4.1.2 Asie.....	209
VI-4.1.3 Essaim de sismicité intraplaque de Kiribati.....	212
VI-5 DISCUSSION ET CONCLUSION.....	216
CONCLUSIONS GENERALES.....	219

Chapitre I

Intérêt de la séquence sismique de Gazli

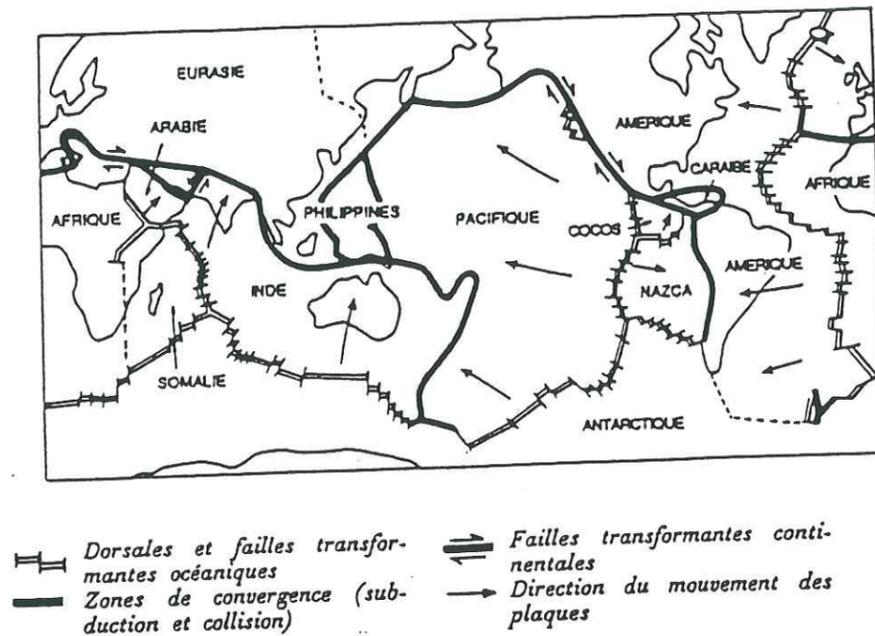


Figure I.1: Carte simplifiée des grandes plaques lithosphériques actuelles et de leurs limites (modèle de Morgan) (d'après Madariaga et Perrier, 1991).

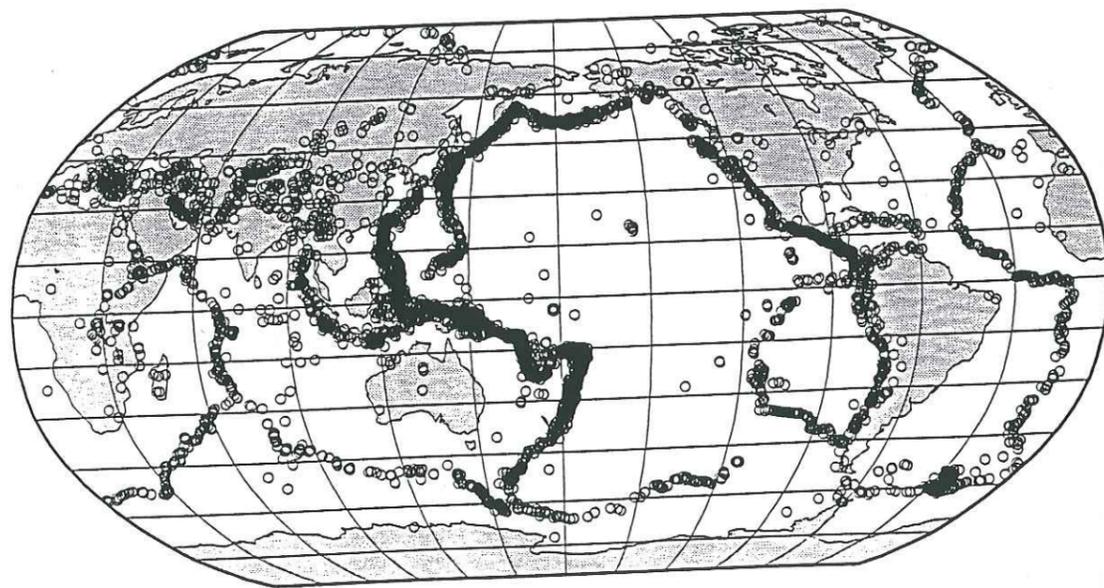


Figure I.2: Distribution de la sismicité mondiale. Position épacentrale des séismes superficiels (de profondeur inférieure à 35 km) du catalogue CMT (Dziewonski et Woodhouse, 1983) entre 1977 et 1993 (6673 événements).

Chapitre I

Intérêt de la séquence sismique de Gazli

I-1 Introduction

Au cours des années 60, la tectonique des plaques révolutionna notre vision de la Terre. D'après cette théorie, la surface de la Terre est décomposée en une douzaine de plaques lithosphériques rigides se déplaçant à la surface de la Terre sphérique (Figure I.1). Une des grandes avancées de cette théorie fut d'expliquer la distribution sur le Globe de la sismicité: environ 95% de l'énergie totale libérée par les séismes dans le monde l'est à la frontière des plaques lithosphériques ou, lorsqu'il s'agit de collision continentale, à proximité des frontières de plaques (Figure I.2).

Le succès global de la tectonique des plaques ne doit pas pour autant éluder certains points particuliers mis en évidence par les observations géophysiques. Ainsi, des tremblements de Terre se produisent à des distances importantes de toutes limites de plaques. Cette sismicité intraplaque (à opposer à la sismicité interplaque) se rencontre aussi bien en croûte océanique qu'en croûte continentale. Entre décembre 1981 et mars 1983, un essaim majeur de sismicité (86 événements avec $m_b \geq 5.0$) se localisa à l'extrémité sud-est de la chaîne des îles Gilbert (Figure I.3), une région clairement distincte de toutes limites tectoniques majeures. L'origine de cette sismicité reste mal comprise (Lay et Okal, 1983). Les cas de sismicité intraplaque en croûte continentale les plus surprenants, sont peut être ceux qui ont récemment affectés l'Australie (Figure I.4). On peut citer, par exemple le cas de Tennant Creek, où, le 22 janvier 1988, trois séismes (respectivement de magnitude M_s 6.3, 6.4, 6.7) secouèrent la région en moins de douze heures (voir par exemple, Bowman, 1988). Les séismes intraplaques documentés les plus importants en zone continentale sont, très certainement, les

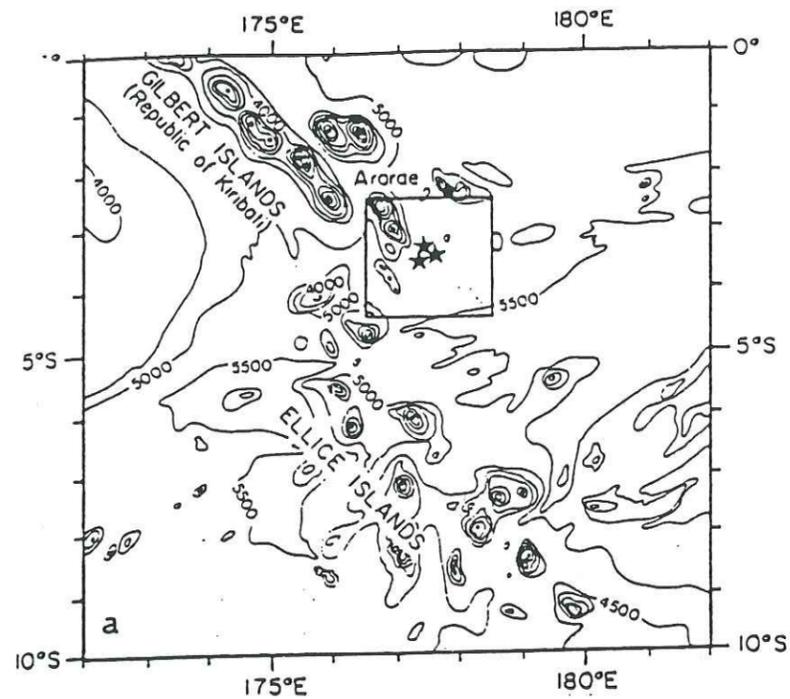


Figure I.3: Localisation des événements majeurs (étoiles) de l'essaim des îles Gilbert (République de Kiribati). Les contours bathymétriques sont exprimés en mètres (d'après Lay et Okal, 1983).

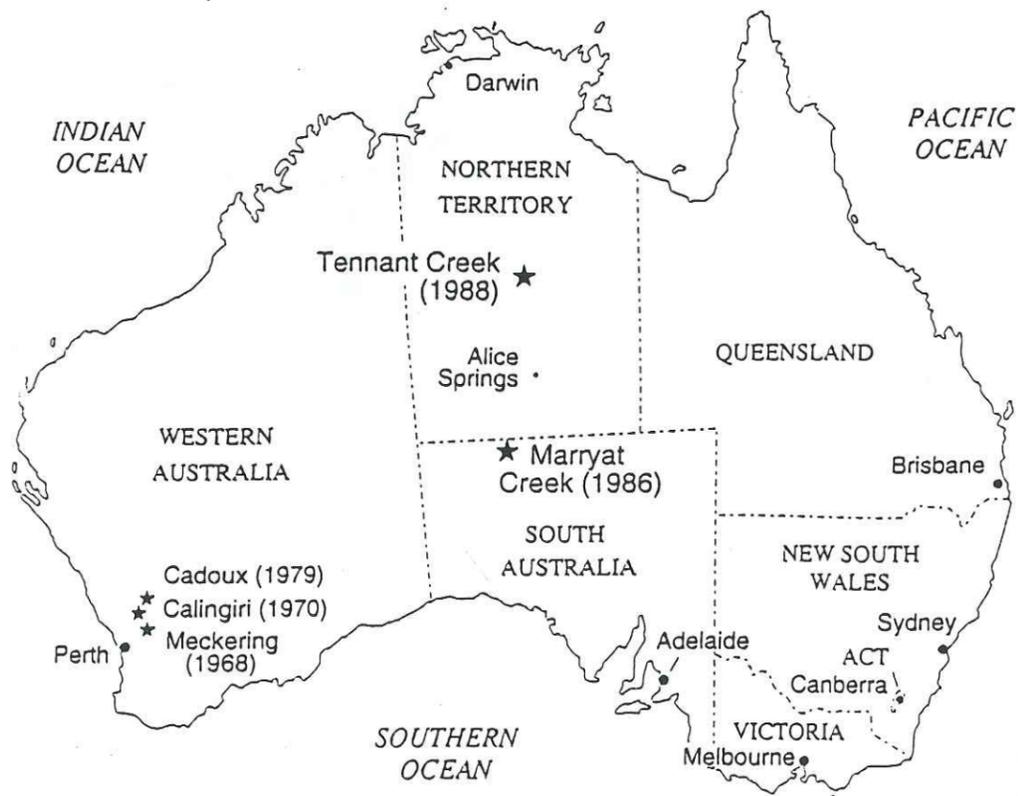


Figure I.4: Carte montrant les provinces, les villes principales, la localisation (étoiles) et la date des séismes historiques d'Australie qui ont produit des ruptures en surface (d'après Machette et Crone, 1994)

trois événements sismiques de l'hiver 1811-1812 de New Madrid (Missouri) dont les magnitudes sont estimées à 8.1, 8.2 et 8.3. (voir par exemple Chiu et al., 1992; Gomberg, 1992).

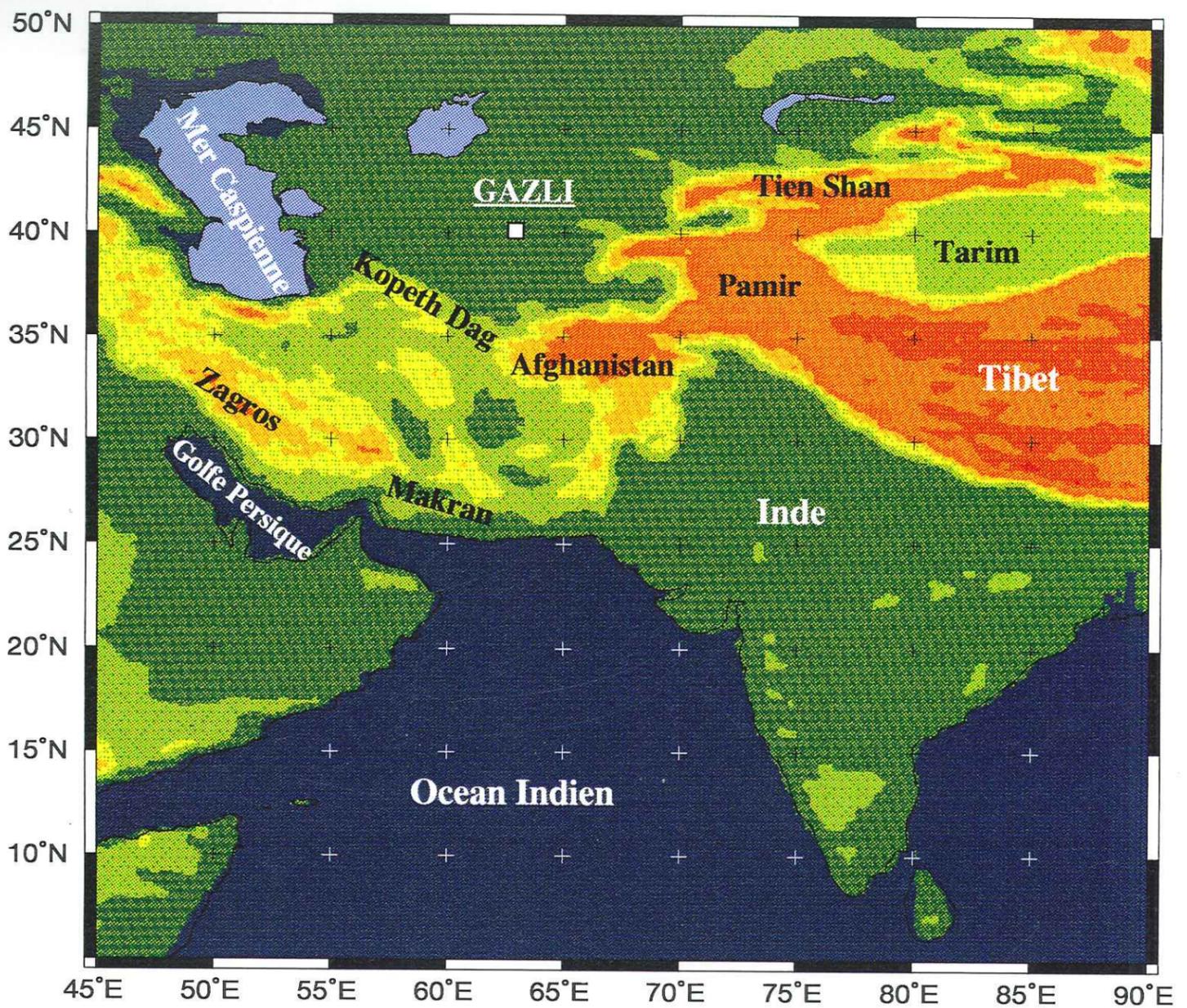
I-2 Pourquoi étudier la sismicité intraplaque ?

En pratique, les séismes localisés dans les plaques océaniques sont peu étudiés. En effet, il est délicat et coûteux de recueillir des données provenant du fond océanique. Le risque pour les populations et les infrastructures lié aux séismes intraplaques océaniques est par ailleurs limité: ils se produisent généralement à des distances respectables des zones habitées.

En revanche, une meilleure évaluation des sites potentiels de sismicité intraplaque continentale est nécessaire à une prévention adaptée du risque sismique. En effet, si il est possible de minimiser les effets des tremblements de Terre par une politique adaptée de prévention, à contrario, un séisme survenant dans une région supposée asismique (ou, tout au moins, à très faible taux de sismicité historique), - et par conséquent non préparée à l'éventualité d'un séisme majeur -, aura des effets catastrophiques. L'existence de tels séismes oblige, par exemple, à reconsidérer les projets sensibles tels que l'établissement des centrales nucléaires.

L'étude des séismes intraplaques peut aussi aider à mieux contraindre la mécanique des séismes. La cartographie des épicentres d'une zone de sismicité intraplaque définit un système dont la dimension caractéristique est de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres. Une longueur caractéristique de 20 ou 50 km place les systèmes de sismicité intraplaque à une échelle intermédiaire entre les grandes structures tectoniques et l'échelle des expériences de laboratoire. Cette position particulière doit être exploitée pour essayer d'appliquer les résultats de la mécanique des roches à la mécanique des séismes.

Figure 1.5: Gazi est situé dans l'ouest de l'Asie Centrale à environ 300 km du Kopeth Dag et de l'extrémité Ouest du Tien Shan.



I-3 Particularités de la séquence de Gazli

Dans les lignes précédentes, nous avons démontré au lecteur l'intérêt général de l'étude de la sismicité intraplaque. Dans les lignes qui suivent, les particularités de la séquence sismique de Gazli (Ouzbékistan) étudiée au cours de cette Thèse sont exposées.

Entre 1976 et 1984, trois séismes de magnitudes 7.0 secouèrent la région de Gazli (le déroulement de la séquence et l'historique de la région seront précisés dans le second chapitre). En terme d'énergie sismique libérée, la séquence de Gazli est sans équivoque possible, la séquence sismique intraplaque la plus importante enregistrée jusqu'à aujourd'hui. A titre d'exemple, on peut estimer, en reliant la magnitude et l'énergie (Kanamori et Anderson, 1975), que la séquence de Gazli a libéré 5 à 8 fois plus d'énergie sismique que la séquence de Tennant Creek. Bien que cette séquence soit exceptionnelle à bien des égards, elle restait très mal connue. Par exemple, la localisation et le mécanisme des chocs principaux restaient sujet à discussion, attestant ainsi le manque de données concernant ces événements majeurs.

I-3.1 Situation géographique

Par rapport aux grandes structures tectoniques de la région, Gazli est localisé à 300 km au nord-ouest du Kopeth Dag et à 300 km à l'ouest du Tien Shan (Figure I.5). Géographiquement, Gazli est situé en Ouzbékistan, dans le désert du Kyzil Koum (Figure I.6). Cette région a été jusqu'à présent peu étudiée par les géophysiciens et tectoniciens, notamment pour des raisons politiques (il n'était pas toujours aisé de se rendre en Ouzbékistan du temps de l'URSS).

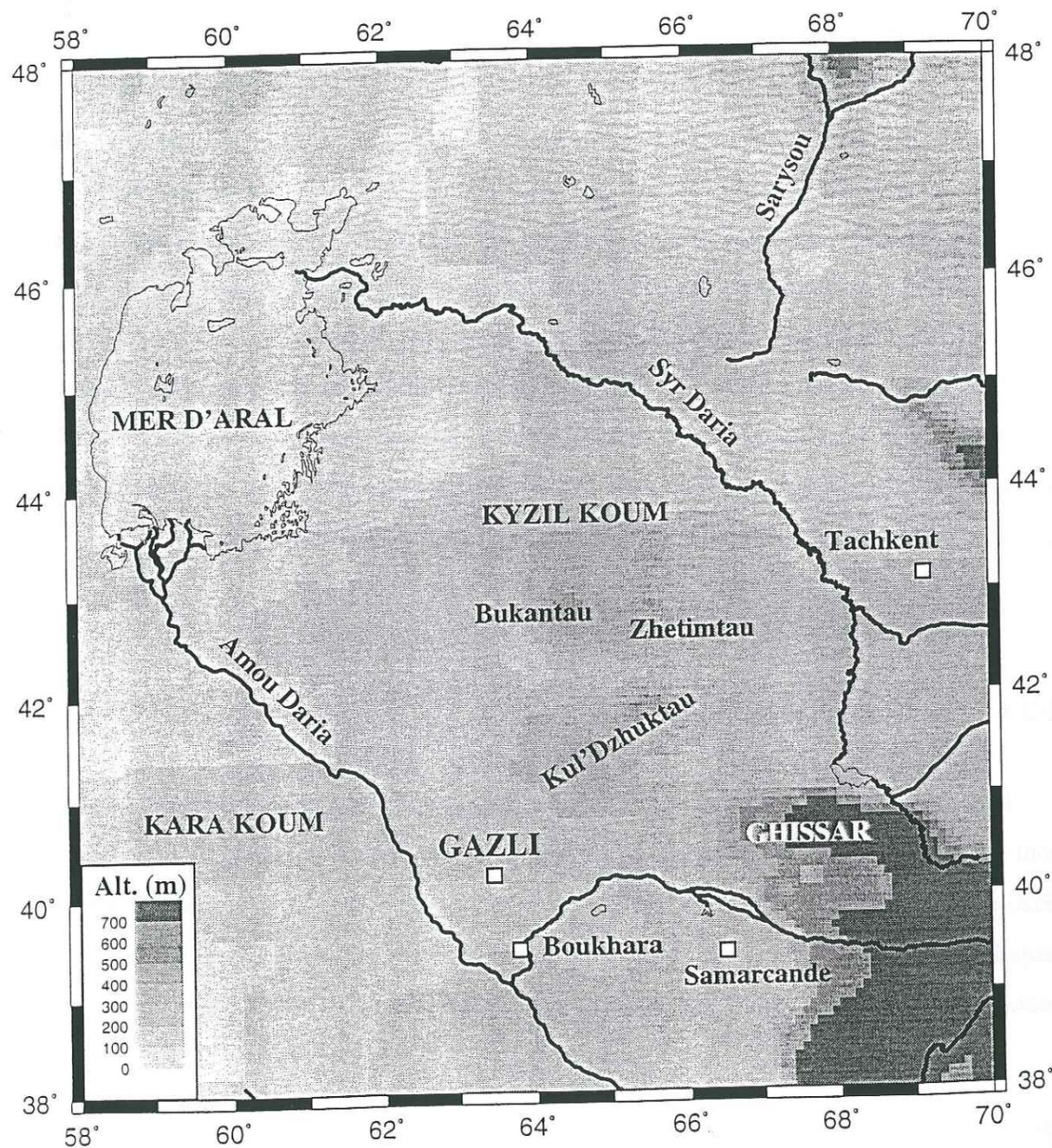


Figure I.6: Gazli est situé dans le désert du Kyzil Koum (ce qui signifie: désert de "sable blanc", en opposition au Kara Koum qui signifie: "sable noir"). La topographie à Gazli est très peu marquée. Des collines sont, néanmoins, visibles à moins de cent km au Nord-Est.

I-3.2 La séquence sismique de Gazli: une sismicité naturelle ?

La ville de Gazli, sévèrement endommagée par les séismes en 1976 et en 1984, est une ville dont l'expansion a été directement liée à l'exploitation d'un important gisement de gaz à partir de 1962, situé à une trentaine de km au nord de la ville (Figure I.7). Le nom "Gazli" a pour origine en Ouzbek le mot «gaz». La coïncidence spatiale entre une séquence sismique majeure intraplaque et une exploitation de gaz a soulevé des interrogations quant à l'origine de ces tremblements de Terre: sont-ils reliés aux activités humaines dans la région ? (Simpson and Leith, 1985). On comprend que la réponse à cette question est fondamentale pour les compagnies pétrolières, désireuses d'éviter la responsabilité juridique de catastrophes "naturelles", et pour les sismologues, afin de contraindre les mécanismes de déclenchement des séismes.

I-4 Objectifs et présentation de cette Thèse

En mai et juin 1991, J.-R. Grasso dirigea une surveillance sismique dans la zone épacentrale des chocs principaux de la séquence de Gazli en collaboration avec l'Académie des Sciences d'Ouzbékistan.

Les objectifs initiaux de ce travail étaient de dresser l'état des lieux des données disponibles concernant la séquence de Gazli, de contraindre son aspect mécanique et d'explorer les éventuelles relations entre cette sismicité et l'exploitation d'hydrocarbures, et le contexte tectonique régional.

Dans un premier temps, nous présentons les résultats de l'étude des plans de rupture et de la cinématique des séismes majeurs grâce à l'utilisation de données géodésiques. A partir de ces résultats et de l'analyse de la campagne de surveillance sismique de 1991, une approche mécanique tridimensionnelle de la séquence est proposée, ce qui nous conduit à étudier l'insertion de cette séquence sismique dans la tectonique régionale. Par la suite, nous étudions

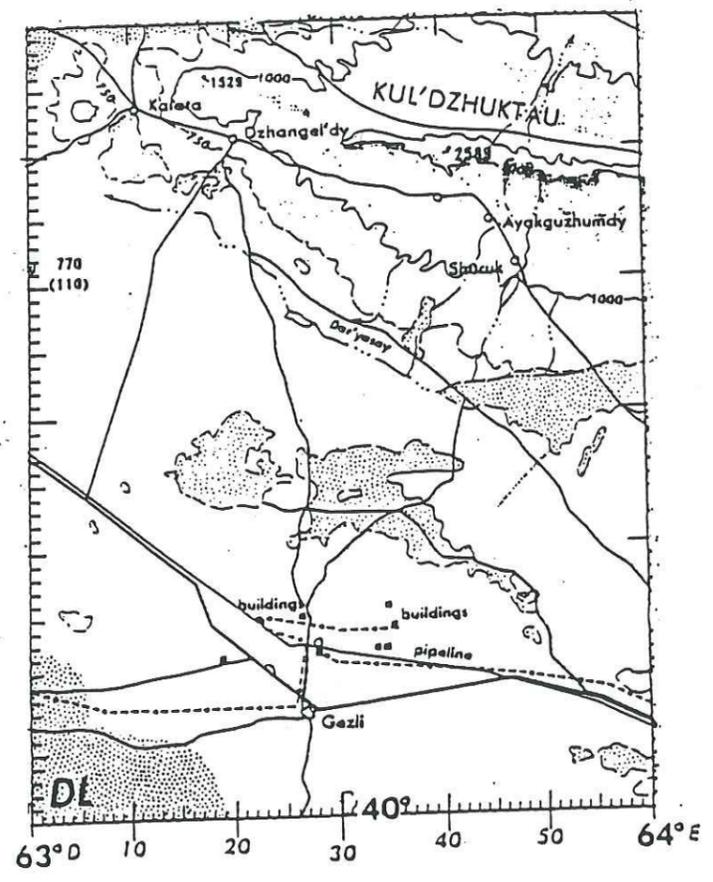


Figure I.7: Le champ de gaz est situé à l'aplomb des deux lacs au nord de la ville de Gazli. Les collines au nord du champ de gaz, appelées Kul'Dzhuktau, ont une altitude inférieure à 1000 m. Ces collines recèlent de l'or encore exploité aujourd'hui.

les relations possibles entre l'occurrence de ces événements sismiques et les paramètres physiques caractérisant l'évolution du réservoir de gaz. La dernière partie de ce mémoire est une tentative d'élargir les perspectives ouvertes à d'autres zones sismiques.

Chapitre II

*Sismicité de la région et caractéristiques de la
séquence sismique de Gazli*

Chapitre II

Sismicité de la région et caractéristiques de la séquence sismique de Gazli

II-1 Sismicité de la région

Bien que la zone épacentrale des séismes de Gazli soit située dans un désert, des indications concernant des événements sismiques majeurs ayant affectés la région sont répertoriées depuis plus d'un millénaire. L'étendue temporelle de ce catalogue résulte de la proximité de deux villes antiques: Boukhara, située à moins de 100 km au Sud-Est de Gazli, et Samarcande située à moins de 300 km à l'Est Sud-Est (Figure I.5).

Quel que soit le catalogue historique considéré, il n'est pas exclu que, pour de multiples raisons, il puisse être incomplet. Par exemple pour les indications provenant de Boukhara et de Samarcande, on peut citer les multiples invasions qu'a subies la région: d'Alexandre le Grand en 327 av. J.-C. à la conquête de l'émirat de Boukhara par la Russie en 1868. D'autre part, il faut souligner que, même si un catalogue historique est complet sur une période donnée, la localisation des séismes majeurs peut être très approximative, notamment lorsque la rupture sismique n'a pas atteint la surface, ou, lorsque la zone épacentrale est en dehors des zones habitées.

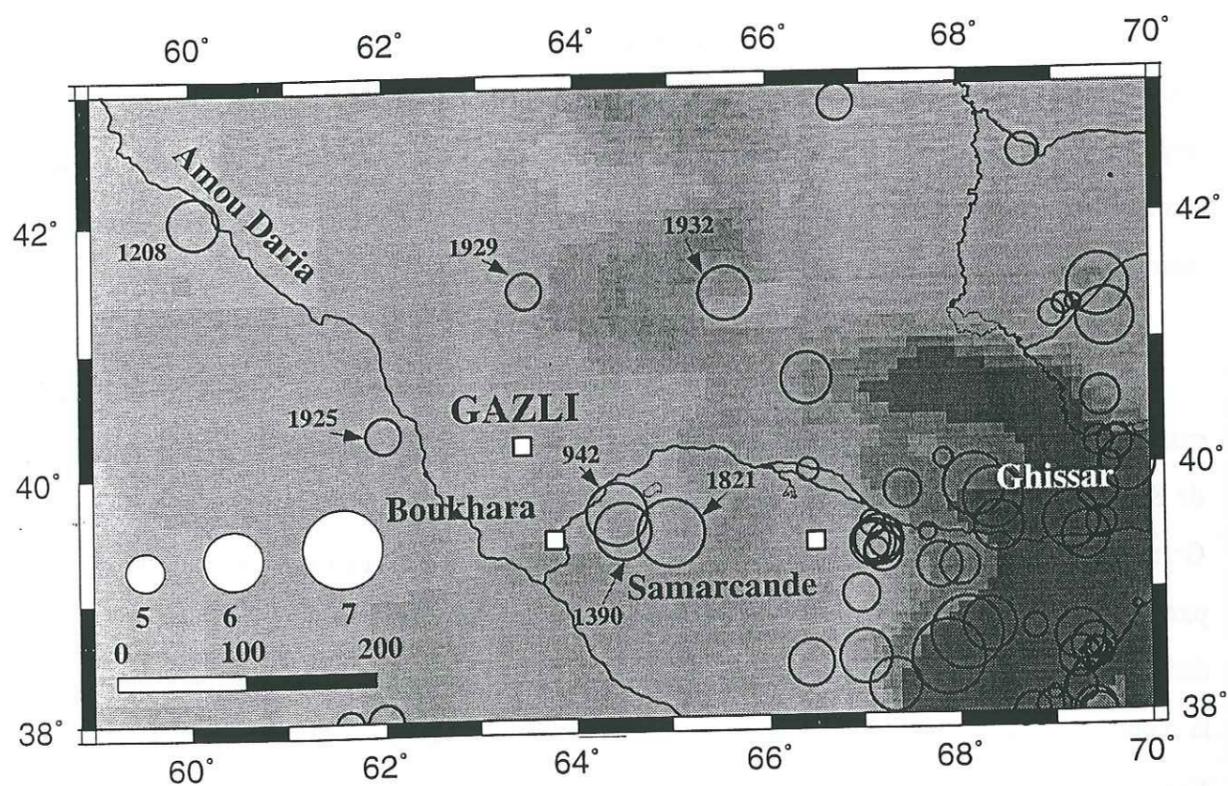


Figure II.1: Sismicité historique autour de Gazli jusqu'en 1950. Le diamètre des cercles est proportionnel à la magnitude estimée du séisme. La localisation proposée pour le séisme de 818 se trouve au Sud de la région représentée. Source: Catalogue de sismicité de l'Académie des Sciences d'Ouzbékistan. Echelle en kilomètre.

II-1.1 Sismicité historique

La figure II.1 représente la sismicité historique (et en partie instrumentale) autour de Gazli, jusqu'en 1950 (inclus), d'après le catalogue fourni par l'Académie des Sciences d'Ouzbékistan.

La sismicité est la plus dense à l'Est de la zone étudiée, c'est à dire à proximité du Ghissar (Figure II.1). Plus proche de Gazli, on remarque trois séismes situés à l'Est de la ville de Boukhara. Le premier d'entre eux s'est produit en juin 942 ($M = 6.7$), le second en 1390 ($M = 6.1$), puis le dernier secoua la même région en 1821 ($M = 7.0$). Deux événements sismiques sont reportés dans la vallée de l'Amou Daria (en 1208, $M = 6.2$ et en 1925, $M = 5.2$), et deux autres (1929, $M = 5.2$, et 1932, $M = 5.8$) à proximité des collines situées au Nord Nord-Est de Gazli (Figure II.1).

Le tout premier événement sismique majeur ($M = 7.5$) répertorié dans la région de Boukhara est le séisme de 818 (non représenté sur la figure II.1 car il serait localisé plus au Sud) qui a été ressenti dans les régions désertiques du Kyzil Koum (Iakovleva et Iakovlev, 1979; Iakovleva et al., 1984). Le séisme de 1208 est connu sous le nom de séisme de Khorezm (on peut noter que Gazli faisait partie, du temps de l'URSS, de l'oblast («département») de Khorezm); il provoqua des dégâts dans toute la région de Boukhara, mais il semble que Samarcande fût totalement épargnée (Risnichenko et al., 1971; Iakovleva et Iakovlev, 1979; Iakovleva et al., 1984). Par contre le séisme de 1821 provoqua des dommages dans les deux villes de Boukhara et de Samarcande (Iakovleva et Iakovlev, 1979; Iakovleva et al., 1984). Krestnikov et al. (1980) parlent de séismes localisés au Nord-Ouest de Boukhara en 1880 sans toutefois indiquer une estimation de la magnitude. Il n'est pas fait mention de ces tremblements de Terre, ni dans le catalogue de l'Académie des Sciences d'Ouzbékistan, ni dans les autres sources à notre disposition (Risnichenko et al., 1971; Iakovleva et Iakovlev, 1979; Iakovleva et al., 1984).

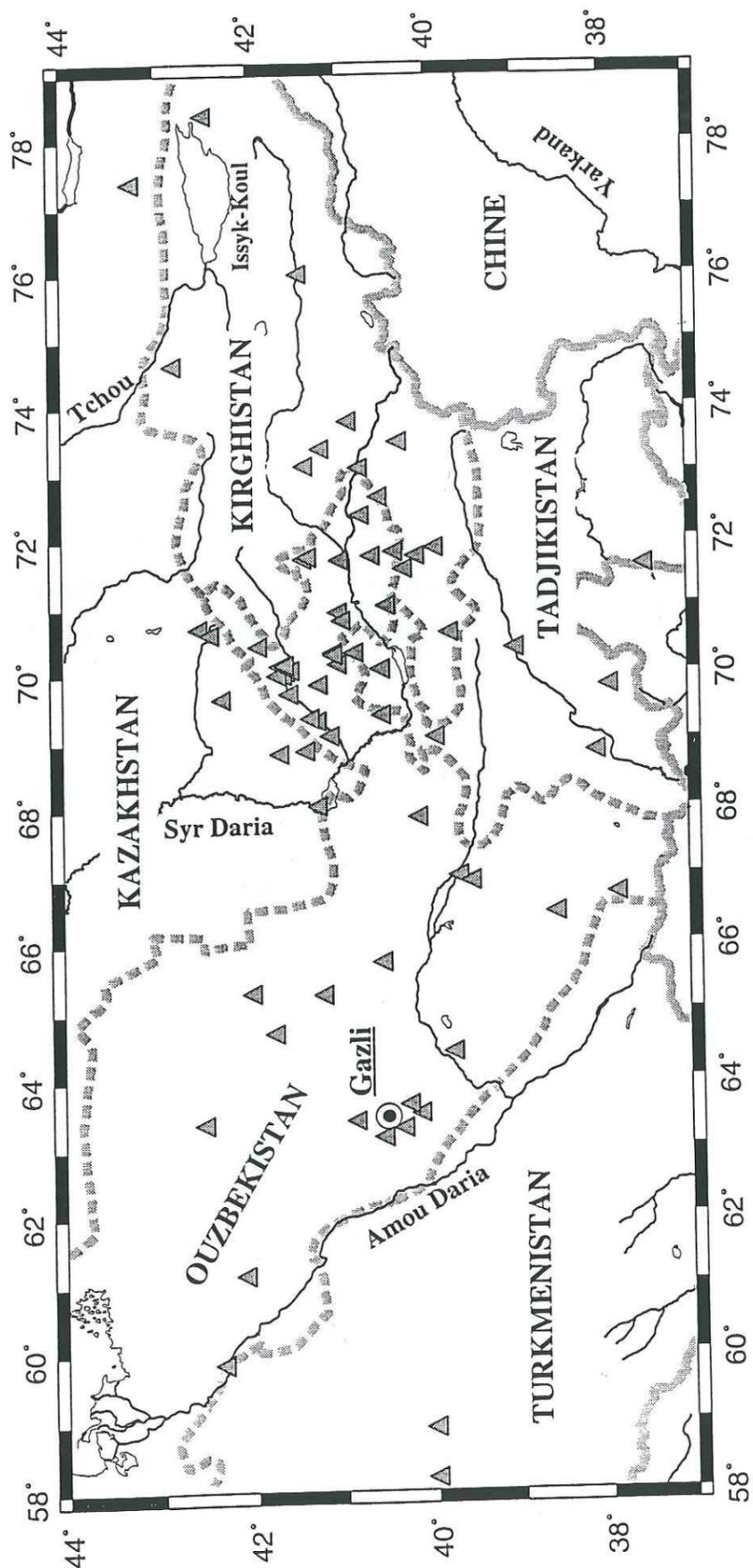


Figure II.2: Stations sismologiques (triangles) opérant en Asie Centrale Soviétique dans le milieu des années 1980. Les frontières de l'ex-URSS (traits gris épais continus), les frontières des Républiques nouvellement indépendantes (traits gris épais discontinus) et les principales rivières (traits noirs) sont représentées.

La localisation des événements historiques majeurs de la région de Boukhara a été estimée avant le début de la séquence sismique de Gazli en 1976. Ainsi, il n'est pas sûr que l'éventualité pour ces séismes de s'être produits dans la région de Gazli ait été envisagée (Nurtaev, communication personnelle, 1995).

Les séismes de Gazli en 1976 et 1984 ont provoqué des dégâts dans la structure de quelques bâtiments de la ville de Boukhara (International Seismic Center; intensité MSK VII, International Seismic Center) et furent moins violemment ressentis à Samarcande (intensité MSK V à VI, International Seismic Center). En stipulant que les mêmes causes produisent les mêmes effets, on peut raisonnablement penser que le séisme de 1821 (qui provoqua des dégâts à Samarcande) ne provenait pas de la région de Gazli. En revanche, les effets du séisme de 1208 sont, semble-t-il, assez proches de ceux de la séquence de Gazli. Quant au séisme de 818, les informations dont nous disposons sont trop parcellaires pour évaluer, même grossièrement, sa localisation.

L'examen de la sismicité historique de la région de Boukhara permet de conclure qu'il n'y a pas eu de séisme majeur ($M > 6.5$) à Gazli entre 1208 et 1976.

II-1.2 Sismicité instrumentale

Le développement de réseaux sismologiques a débuté très tôt en Asie Centrale. En 1929, en Ouzbékistan, trois stations sismologiques étaient en opération. A partir de cette date, le réseau d'observation a été capable de répertorier tout séisme de magnitude supérieure ou égale à 3.0 se produisant dans le centre du Kyzil Koum (Krestnikov et al., 1980). En 1967, une première station fut installée dans le Kyzil Koum (Iakovleva et Iakovlev, 1979), suivie en 1969, de la première station sismologique installée à Gazli. Dans le milieu des années 80, le réseau régional de l'Asie Centrale Soviétique était composé de 82 stations réparties entre le Turkménistan, le Kazakhstan, le Kirghistan, le Tadjikistan et l'Ouzbékistan (Figure II.2). Depuis lors, la situation s'est considérablement dégradée: par exemple, en Ouzbékistan, le

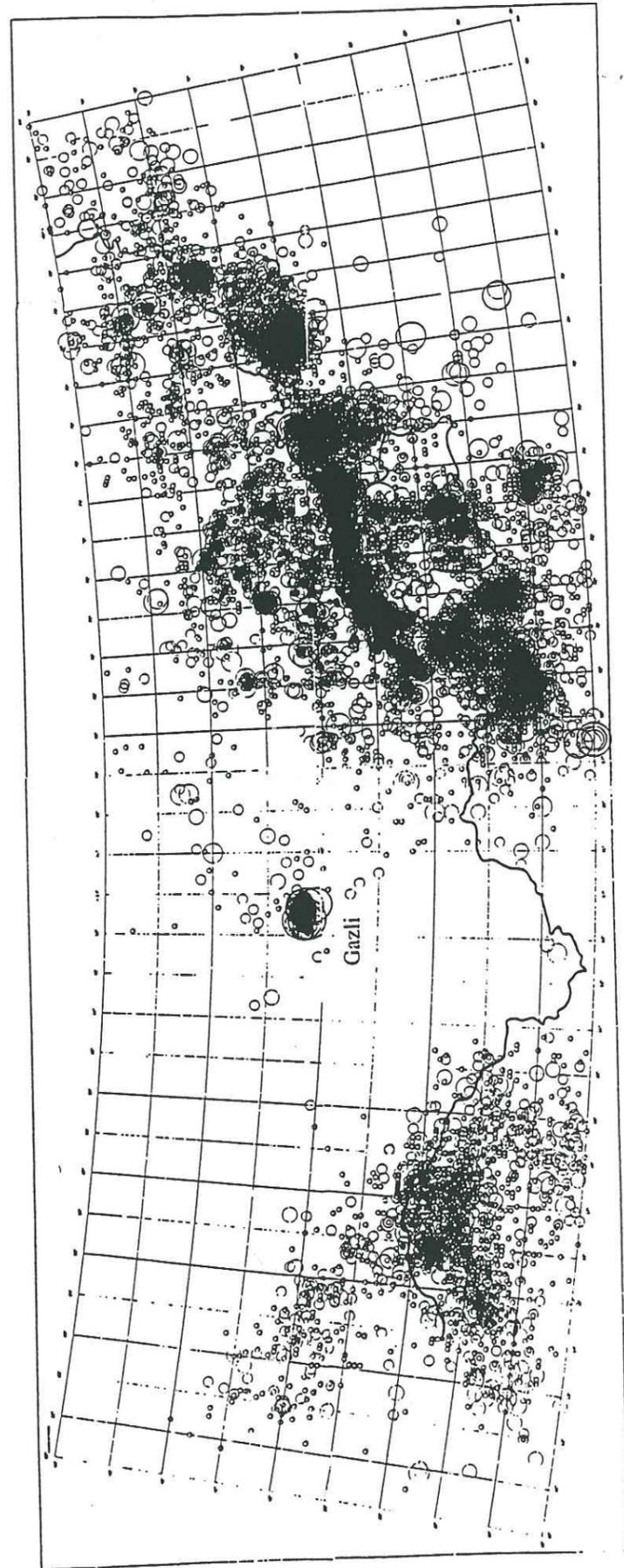


Figure II.3: Sismicité superficielle ($Z \leq 70$ km) de l'Asie Centrale de 1945 à 1987. La séquence de Gazli forme un essaim de sismicité isolé spatialement de la sismicité régionale.

réseau régional est passé de 36 stations opérationnelles à 26 aujourd'hui. De plus, depuis l'indépendance des différentes Républiques d'Asie Centrale, la mise en commun des données n'est plus systématique et la maintenance des réseaux s'est relâchée (Nurtaev, communication personnelle, 1995).

Les catalogues fournis par l'Académie des Sciences d'Ouzbékistan ne précisent généralement pas la magnitude des séismes, mais leur classe d'énergie K. Il existe une relation linéaire entre la magnitude et la classe d'énergie qui est donnée par:

$$M = (K - 4.0)/1.8 \quad (\text{II.1})$$

La relation (II.1) sera utilisée pour convertir les classes d'énergie K en magnitude, mesure qui nous est plus commune.

L'étude de la sismicité instrumentale doit nous permettre de replacer l'activité sismique de Gazli dans un contexte plus régional. Elle doit aussi permettre de vérifier si les localisations des séismes historiques correspondent à des zones sismiquement actives dans les cinquante dernières années.

II-1.2.1 Catalogue de l'Asie Centrale

Le catalogue de sismicité de l'Asie Centrale comporte, pour la période 1945 - 1987, presque 50000 événements. Le caractère isolé (spatialement) de la séquence de Gazli est mis en évidence par la figure II.3.

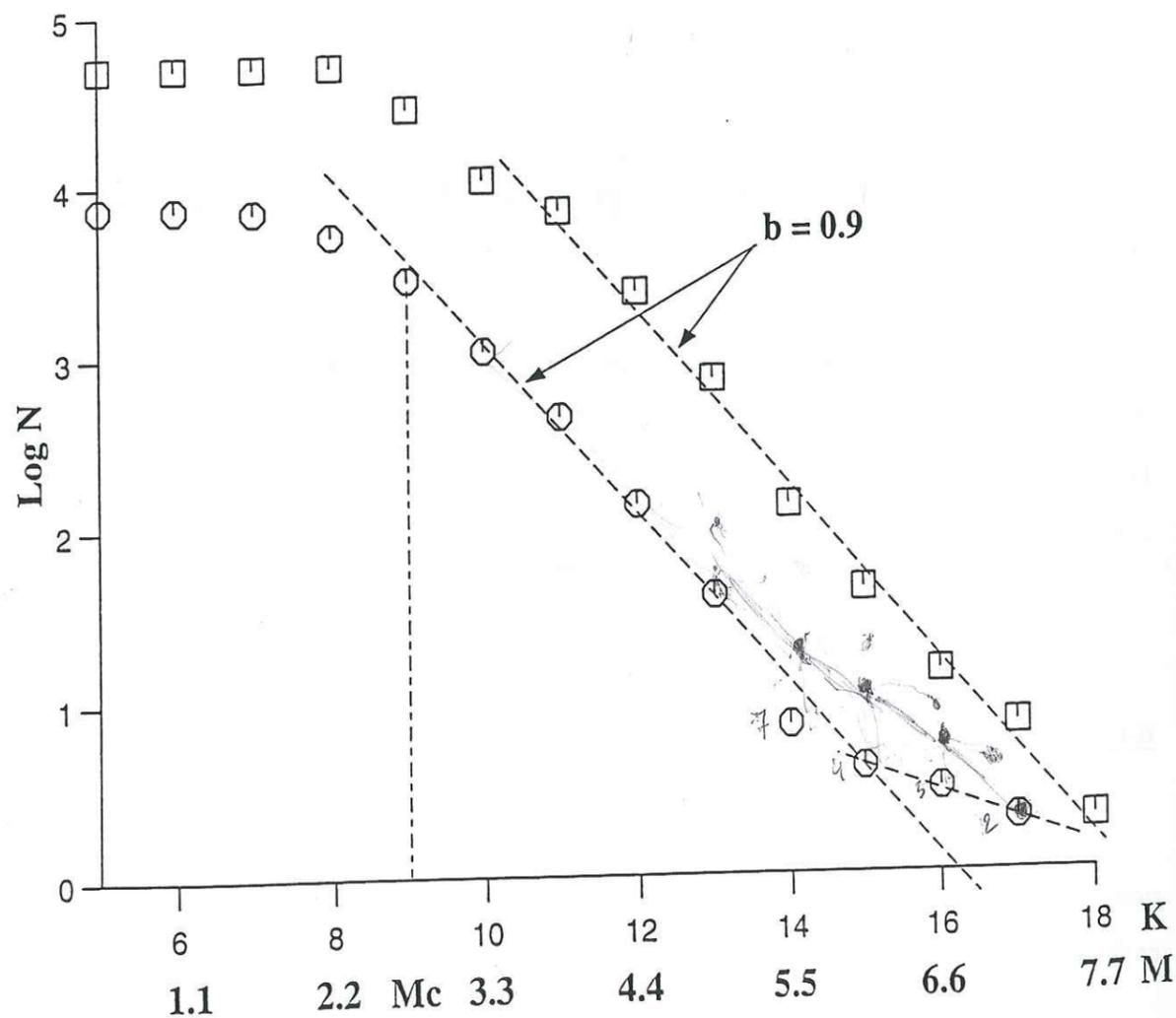


Figure II.4: Relation Fréquence-Magnitude pour le catalogue de l'Asie Centrale (carrés) (49165 événements de 1945 à 1987) et de la région de Gazli-Boukhara (hexagones) (7362 événements de 1945 à mai 1993).

II-1.2.2 Catalogue de la région de Gazli - Boukhara

Le catalogue de l'Asie Centrale est une compilation des catalogues des différentes régions qui la composent. De ce fait, une grande partie des événements des séismes du catalogue Gazli - Boukhara (39 à 43°N, 61 à 69°E), sont présents dans le catalogue de l'Asie Centrale. Néanmoins, le catalogue Gazli - Boukhara est plus complet dans les faibles magnitudes.

- Seuil de détection du réseau

Une relation empirique entre la magnitude des séismes et leur fréquence d'occurrence a été proposée par Gutenberg et Richter (1949). Cette relation peut s'exprimer par l'équation :

$$\log N(M) = a - b M \quad (\text{II.2})$$

où $N(M)$ est le nombre de séismes ayant une magnitude supérieure à M , la *constante* «a» correspond au taux de sismicité de la région et la pente b représente la proportion de «petits» et de «gros» séismes dans la population étudiée.

Richter (1958), et Kanamori et Anderson (1975) proposent que b soit égal à un; en d'autres termes, d'après ces auteurs, il y a 10 fois plus de séismes de magnitude comprise entre $[M-1; M[$ que de séismes de magnitude comprise entre $[M, M+1[$. La valeur de b pourrait être reliée à l'hétérogénéité (Mogi, 1962), ou au niveau des contraintes (Scholz, 1968) de la région considérée.

Ce qui nous intéresse ici, est de déterminer jusqu'à quelle magnitude (limite inférieure) le catalogue de la région Gazli - Boukhara est complet. Cette magnitude dépend de la configuration du réseau de surveillance et des caractéristiques des stations qui le composent. Il est évident que sur des périodes de plusieurs dizaines d'années, l'évolution des réseaux sismologiques est souvent considérable. C'est pourquoi, en pratique, on préfère utiliser une méthode statistique découlant de l'équation II.2.

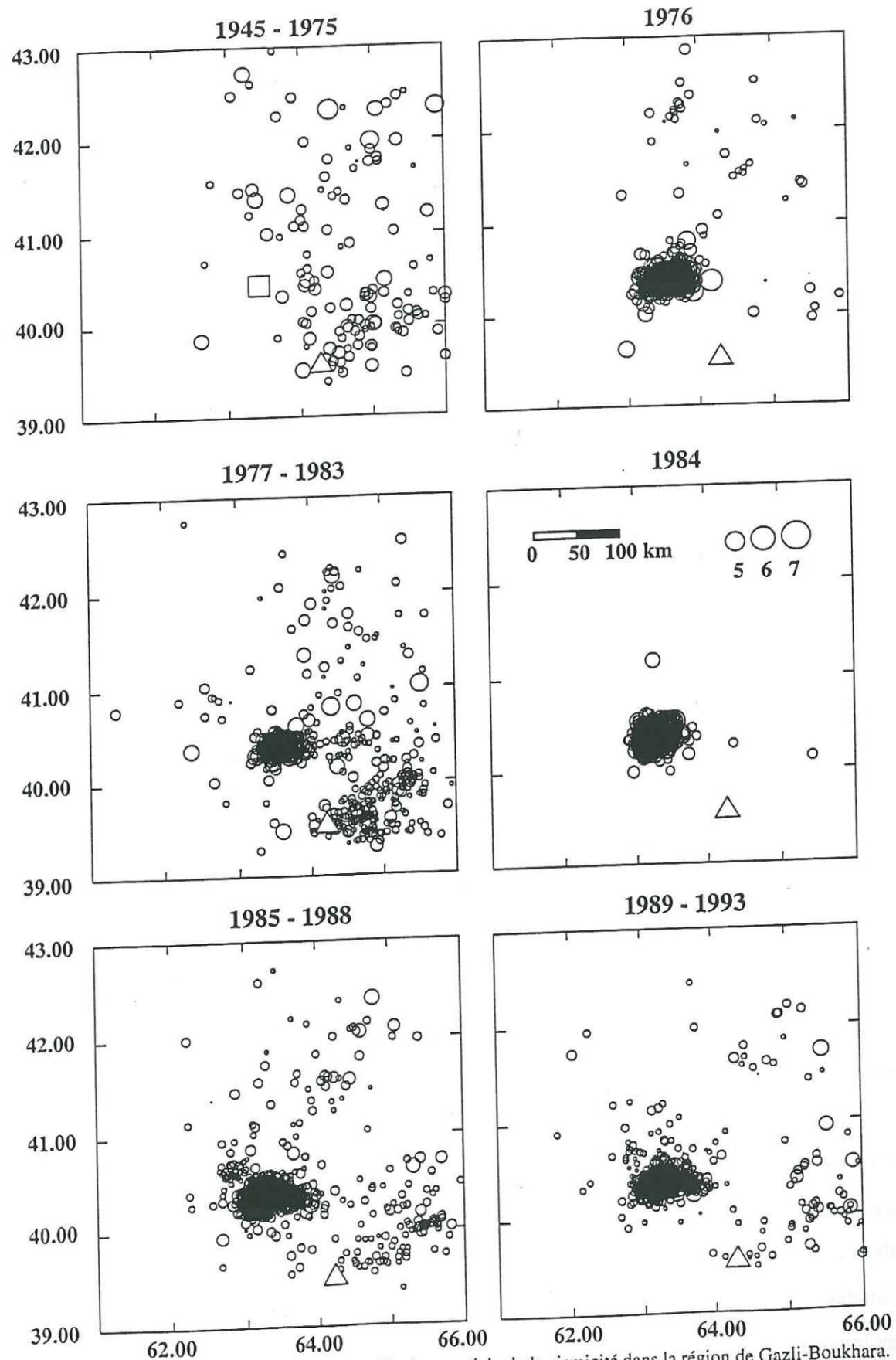


Figure II.5: Evolution temporelle de la distribution spatiale de la sismicité dans la région de Gazli-Boukhara. La zone épiscoptrale de Gazli est représentée par un carré, la ville de Boukhara est indiquée par un triangle. Le nombre de séismes considéré dans chacun des graphes est respectivement de 128, 718, 591, 1502, 2142 et 1691.

D'après l'équation II.2, plus la magnitude considérée M est faible, plus le nombre de séismes $N(M)$ augmente. Pour des valeurs de magnitude inférieure au seuil de détection, l'augmentation du nombre de séisme doit être moindre. Par conséquent, la magnitude la plus faible pour laquelle le catalogue est complet (M_c) est déterminée par le changement de pente à faible magnitude de la courbe définie par l'équation II.2. En suivant cette méthode, on peut estimer que le catalogue de la région Gazli - Boukhara entre 1945 et 1993 est complet jusqu'à une magnitude de 3.0 (Figure II.4) (On peut remarquer, pour comparaison, que le catalogue de l'Asie Centrale est complet pour des magnitudes supérieures à 4.0).

Si la courbe $N=f(M)$ présente une bonne linéarité pour des valeurs de K comprises entre 9 et 14 ($2.8 \leq M \leq 5.5$), un très net changement de pente est visible autour de $K = 15$ ($M = 6$) (Figure II.4). Dans la région de Gazli - Boukhara, il apparaît donc que durant la période 1945 - 1993, il y a eu «trop» de séismes de magnitude supérieure à 6.0 par rapport aux séismes plus petits (si une distribution en loi de puissance est admise comme référence). Nous nous limiterons, pour l'instant, à cette constatation, mais ce point sera de nouveau évoqué au cours du chapitre V.

• Caractéristiques spatiales de la sismicité de la zone Gazli - Boukhara

La figure II.5 montre l'évolution temporelle de la sismicité de la région Gazli - Boukhara de 1945 à 1993. La zone épiscoptrale de Gazli ne présentait pas d'activité sismique détectable jusqu'en 1975. A l'Est de la ville de Boukhara, zone où les séismes de 942, 1390 et 1821 sont localisés (Figure II.1), la sismicité est présente tout au long de la fenêtre d'observation (Figure II.5). A contrario, aucune sismicité n'est enregistrée entre 1945 et 1993 dans la zone où a été localisé le séisme de 1208. En d'autres termes, la zone où le séisme de 1208 est supposé avoir eu lieu, ne correspond pas à une zone sismiquement active depuis 1945, supportant ainsi l'hypothèse selon laquelle ce séisme ait pu se produire dans la région de Gazli.

d 2/2/1556 *Heanna:*
(Pa (l'nei))

II-1.3 Conclusion

A partir de l'étude de la sismicité historique et de la sismicité instrumentale, nous avons montré que la séquence sismique de Gazli était spatialement isolée de la sismicité régionale. Avant le début de la séquence sismique en 1976, la zone de Gazli n'avait pas été le lieu de tremblement de Terre majeur depuis, au moins, 750 ans. En revanche, il n'est pas exclu que le séisme de 1208 soit localisé dans la région de Gazli. L'activité sismique à Gazli à partir de 1976 apparaît par conséquent temporellement isolée d'une éventuelle activité sismique locale antérieure.

II-2 Caractéristiques de la séquence sismique de Gazli

Le 8 avril 1976 à 02:40 (TU), un séisme (76a) de magnitude $M_s = 7.0$ (NEIS) se produit à environ 25 km au Nord - Ouest de la ville de Gazli dans le désert du Kyzil Koum. La majorité des bâtiments que comptaient la ville, ont été soit totalement détruits, soit rendus inutilisables par le séisme (International Seismic Center). La production de gaz, à laquelle toute la ville se consacrait, fût interrompue. Trente-neuf jours plus tard, le 17 mai 1976 à 02:58 (TU) un second séisme (76b) de magnitude équivalente se produit à une vingtaine de km du premier, finissant de raser la ville. L'International Seismic Center annonce six victimes et 10000 sans abri. Dans la ville de Gazli, l'intensité des séismes de 1976 atteignit X, et, durant le séisme du 17 mai, une accélération verticale de 1.3 g a été enregistrée à proximité immédiate de l'épicentre (Pletnev et al., 1977). Cette mesure resta la plus forte accélération jamais enregistrée durant plusieurs années. Ni la rupture du séisme du 8 avril, ni celle du 17 mai 1976 ne débouchèrent à la surface, même si il y eu des formations de fractures (Krestnikov et al. 1980).

Avant les événements de 1976, la zone de Gazli était considérée comme étant soumise à un faible risque sismique (Medvedev, 1968), avec une intensité maximum de V. Deux séismes de magnitude $M_s = 7.0$ dans une zone sismiquement calme depuis plusieurs siècles, la

conclusion s'imposa aux scientifiques: le prochain séisme majeur attendrait maintenant des centaines d'années avant de revenir frapper la région de Gazli. De plus, le gaz produit à Gazli était de première importance pour les régions industrialisées de l'Oural. La décision fût donc prise de reconstruire la ville.

Le 19 mars 1984 à 20:28 (TU) un nouveau séisme de magnitude $M_s = 7.0$ secoua la nouvelle ville de Gazli. Les agences de presse ont annoncé une centaine de blessés, mais aucun décès n'était officiellement à déplorer. Plus de 50% des bâtiments ont été fortement endommagés (International Seismic Center), et l'intensité à Gazli fût de IX. Compte-tenu de cette intensité et des dégâts occasionnés au bâti, on peut s'étonner du nombre réduit de victimes; d'autant plus que, contrairement à ce qui a été parfois annoncé (par exemple, Eyidogan et al., 1985), il n'y a pas eu de séisme précurseur qui aurait permis à la population de sortir des habitations. En effet, le dernier séisme répertorié par le réseau local avant le 19 mars, datait du 11 mars et avait une magnitude de 3.0.

II-2.1 Hypocentre, moment sismique, magnitude et solution focale

Il est généralement admis que les séismes se produisent le long de failles (surface séparant deux blocs et le long de laquelle se localise un mouvement relatif entre les blocs). Pour décrire les séismes de Gazli, nous utiliserons des paramètres de localisation (coordonnées de l'hypocentre), des paramètres de taille (magnitude et moment sismique) et des paramètres de la source sismique (mécanisme au foyer). Une description succincte de chacune de ces mesures est donnée:

- L'hypocentre est le point de la croûte terrestre où la rupture s'initialise. Il est défini par sa position épiscopentrale (position à la surface de la Terre) et sa profondeur. Il est déterminé à partir des temps d'arrivées des ondes sismiques enregistrées sur plusieurs stations.

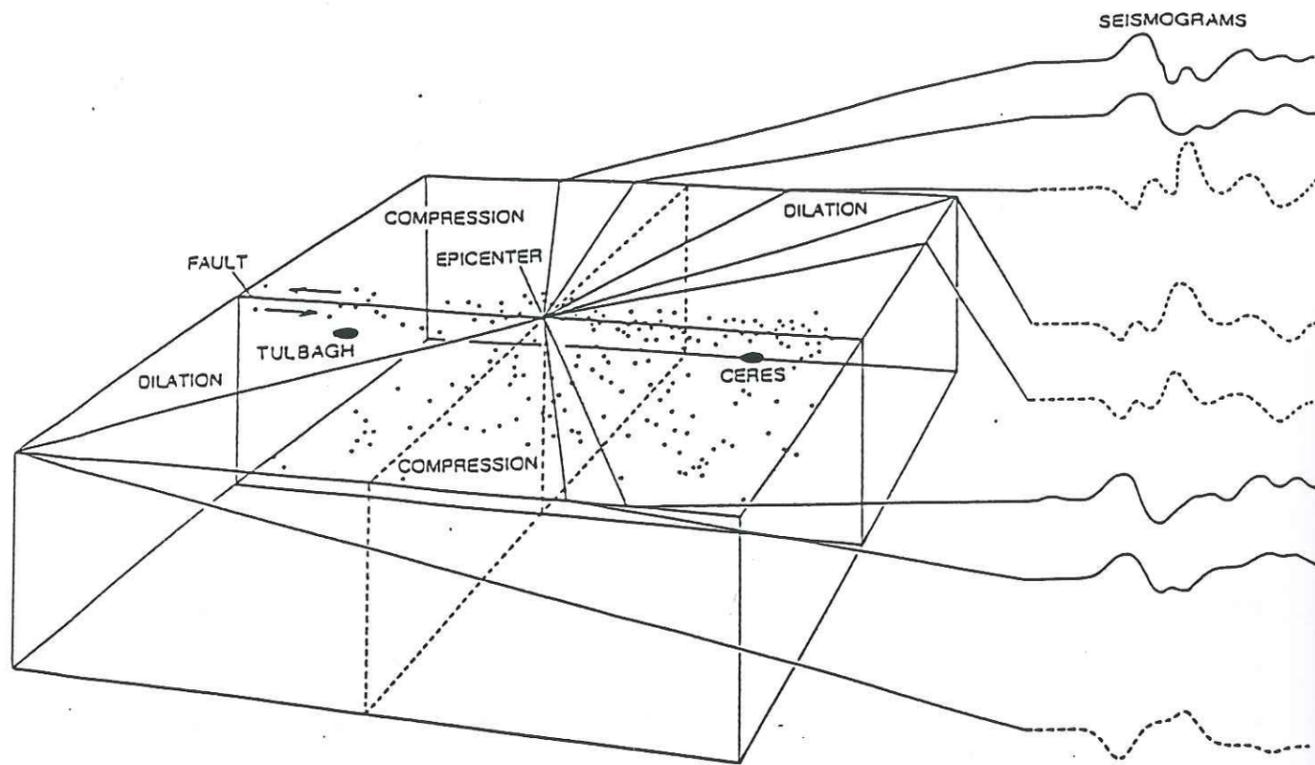


Figure II.6: Radiation des ondes P. Le début des sismogrammes montre comment le sens de premier mouvement varie en fonction de l'angle source récepteur. Sans la présence des répliques (point noirs), il ne serait pas possible de distinguer le plan de faille du plan auxiliaire (pointillé) (D'après Boore, 1977)

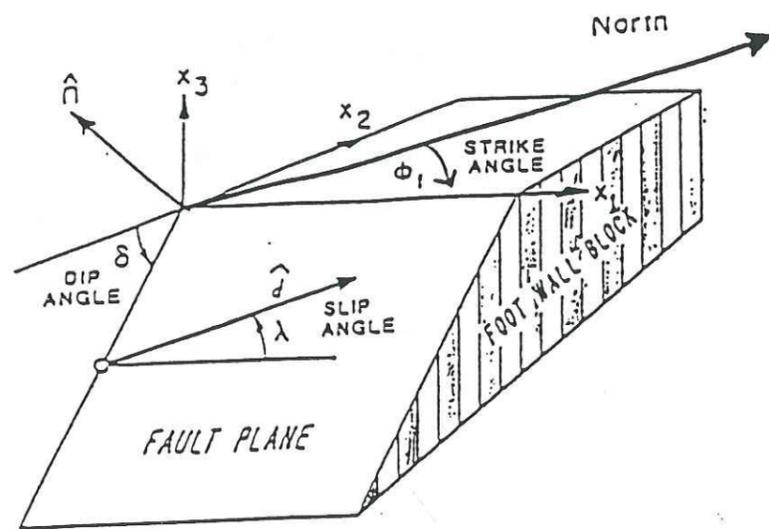


Figure II.7: Géométrie de la faille. Le plan de faille sépare le bloc inférieur (foot wall block) du bloc supérieur (hanging wall block) qui n'est pas représenté ici. ϕ_1 est l'azimut de la faille mesuré dans le sens opposé au sens trigonométrique à partir du Nord. Le vecteur de glissement d , indique le mouvement du bloc supérieur par rapport au bloc inférieur. Dans le système de coordonnées propre à la faille, x_1 est le long de la faille de telle sorte que l'angle de plongement δ , mesuré à partir de l'axe $-x_2$, soit inférieur ou égal à 90° . L'axe x_3 est vertical. λ , l'angle de glissement, est l'angle entre la direction de x_1 et d dans le plan de faille.

- Le moment sismique scalaire est donné par: $M_0 = \mu AD$ (mesuré en Nm) où μ est le module de rigidité, A est la surface de la rupture, et D est la valeur moyenne du glissement sur la faille. Il est estimé à partir du spectre des ondes de volume ou des ondes de surface.

- La magnitude M . Il existe plusieurs mesures de la magnitude. Pour les forts séismes, on utilise soit la magnitude des ondes de surface (M_s), soit la magnitude des ondes de volume (m_b). Ces mesures ont en commun d'être déterminées à partir de l'amplitude (corrigée des effets de distance station - hypocentre) des ondes mesurées sur les sismogrammes.

- Le mécanisme au foyer est un modèle décrivant la géométrie de la rupture sismique. Il est basé sur la théorie du double-couple (Burridge et Knoppof, 1964). Ce modèle de rupture implique que le diagramme de radiation des ondes P soit décomposé en quatre quadrants, deux quadrants de compression et deux quadrants de dilatation (Figure II.6). Les plans séparant les différents quadrants sont appelés plans nodaux. L'un d'eux correspond au plan de faille (plan où la rupture s'est réellement produite), l'autre est appelé plan auxiliaire (il n'a pas de réalité physique). La symétrie entre les plans nodaux est parfaite (Figure II.6), ce qui interdit la discrimination entre le plan de faille et le plan auxiliaire à partir du diagramme de radiation élastique. L'orientation des plans nodaux est généralement contrainte en étudiant la répartition sur la sphère focale (sphère de petit diamètre entourant l'hypocentre) des sens de premier mouvement des ondes P émises lors de la rupture. Un mécanisme au foyer peut aussi être décrit par la direction des trois axes principaux de déformations: l'axe principal d'allongement (axe T), l'axe nul (axe B) et l'axe de raccourcissement principal (axe P). Les conventions qui définissent la géométrie de la faille sont présentées figure II.7.

II-2.2 Localisations et mécanismes au foyer des chocs principaux de Gazli

Les séismes de Gazli ont donné lieu à plusieurs articles scientifiques (par exemple Aptekman et al., 1978, Bezrodnyï (1979 et 1986), Ulomov (1979), Hartzell (1980), Kristy et al., (1980), Plotnikova and Karelina (1981), Eyidogan et al., (1985), Shebalin et al., (1986) et

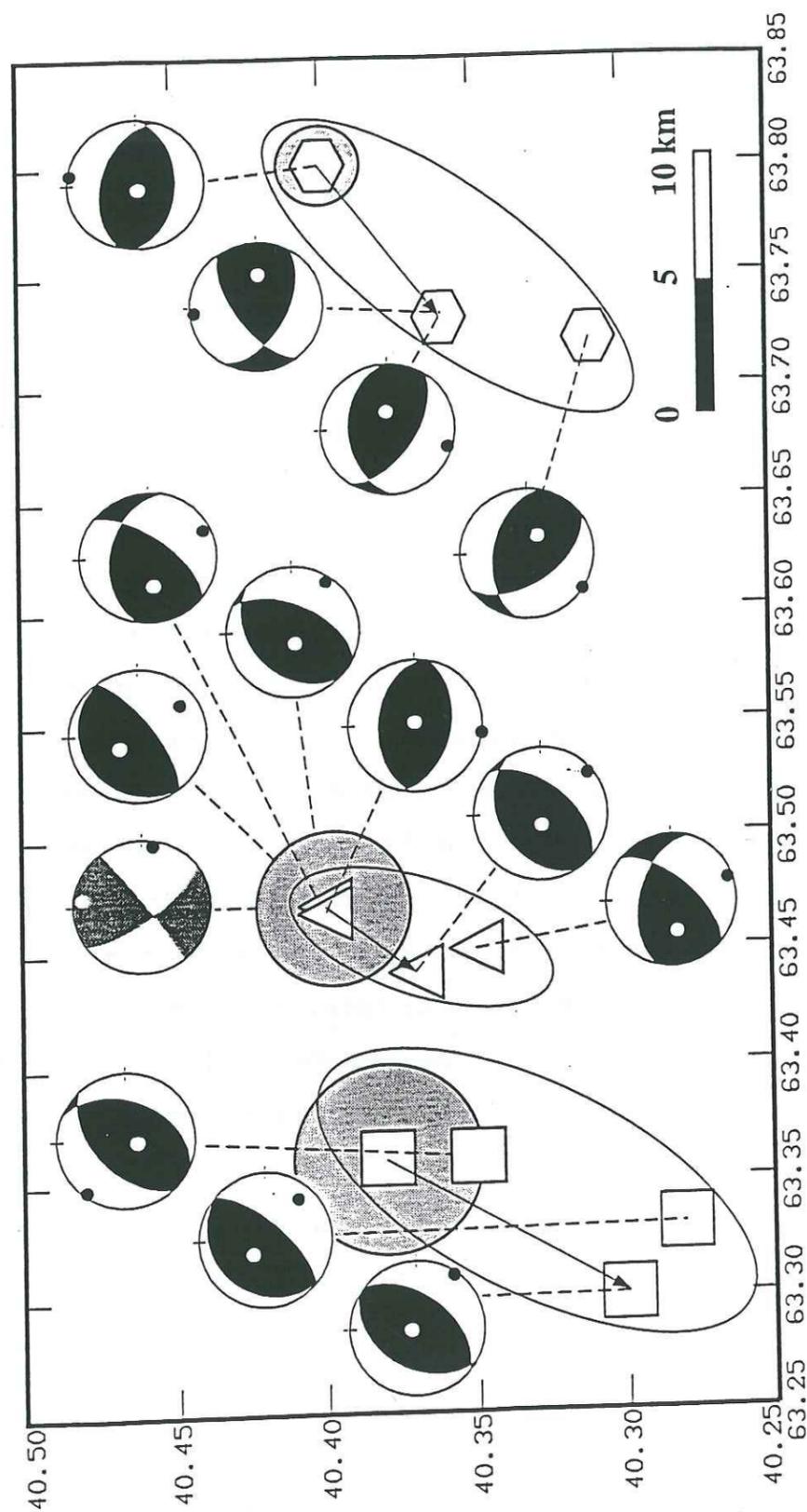


Figure II.8: Localisation et solutions focales (projection de la demi sphère inférieure) proposées par différents auteurs pour chacun des trois séismes majeurs de la séquence de Gazli (voir Tableau II.1). Les hexagones correspondent à 76a, les triangles à 76b et les carrés à 84. Les ellipses permettent de visualiser le domaine dans lequel sont contenus toutes les localisations relatives à un séisme donné. Les flèches relient, pour chaque séisme, la position épicentrale proposée par l'Académie des Sciences d'Ouzbékistan à celle proposée par Eyidogan et al. (1985). Les cercles grisés correspondent au domaine dans lequel se retrouvent les positions épicentrales de Eyidogan et al. (1985) lorsqu'elles sont corrigées du décalage systématique par rapport aux localisations ouzbeks. Pour les mécanismes au foyer, les quadrants en compression sont de couleur noire, les quadrants en dilatation en blanc; les axes P sont symbolisés par des cercles noirs et les axes T sont symbolisés par des cercles blancs.

Sileny et al. (1986)). La première constatation est que la localisation et le mécanisme au foyer de chacun des chocs principaux présentent de fortes variations suivant la source considérée (Tableau II.1 et Figure II.8).

- Positions épicentrales des chocs principaux

La position épicentrale de chacun des trois chocs (76a, 76b et 84) présente, respectivement, des variations de 12, 6 et 12 km suivant les estimations (Figure II.8). Néanmoins, la position relative des épicentres des trois chocs principaux est bien contrainte (Figure II.8): l'épicentre de 76b est à environ 25 km à l'Ouest de l'épicentre de 76a; le séisme de 1984 s'est produit à une dizaine de km au Sud-Ouest de l'épicentre de 76b. Les trois épicentres sont contenus dans un rectangle de 40 x 15 km (Figure II.8).

Le processus de localisation le plus utilisé consiste à linéariser la relation entre le temps de parcours source-station des ondes et les coordonnées de l'hypocentre (voir par exemple, Gomberg et al., 1990). La précision de la détermination hypocentrale dépend notamment du nombre de temps d'arrivée utilisés et de leur type (P et S pour un réseau régional), de la configuration du réseau d'enregistrement et de la distance moyenne source-stations (James et al., 1969; Châtelain et al., 1980). Plus la distance moyenne source-station augmente, plus la localisation peut être imprécise. C'est pourquoi la détermination hypocentrale fournie par un réseau local ou régional (en l'occurrence le réseau Ouzbek) est en général plus précise que celle obtenue à partir de données téléseismiques. La localisation des événements 76a et 76b proposée par Eyidogan (1985) provient d'une relocalisation relative à l'hypocentre de 84 utilisée comme référence. Cette méthode permet d'améliorer considérablement la précision de la position relative des hypocentres. Par exemple, en surveillance volcanique, une précision relative de l'ordre de la dizaine de mètres peut être atteinte par un réseau local (Ratdompurbo et Poupinet, 1995). En téléseismique, la précision relative est de l'ordre de quelques km. Les positions épicentrales proposées par Eyidogan et al. (1985) sont systématiquement décalées de 4 à 10 km vers le Sud Ouest par rapport aux localisations définies par le réseau Ouzbek (Figure II.8), ce qui laisse supposer une localisation imprécise de l'événement de référence. Soit U_i le vecteur représentant le décalage de la localisation

Ev.	Localisation			Ms	Ma (10 ¹⁹ Nm)	Az. (°)	Plan nodal Plong. (°)	Gliss. (°)
	Lat.	Lon.	Prof. (km)					
8 avril 76	40.31 (1)	63.72	10 (1)	7.0 (1)	1.2 (5)	280 (2)	48	56
	40.40 (6)	63.30	20 (6); 15 (4)	7.0 (6)	2.1 (4)	285 (4)	48	80
	40.36 (7)	63.73	10 (7)			266 (8)	40	60
						234 (12)	62	42
17 mai 76	40.35 (1)	63.45	14 (1)	7.0 (1)	2.5 (5)	40 (2)	64	48
	40.40 (6)	63.47	13 (6); 15 (4)	7.3 (6)	2.4 (4)	25 (4)	56	78
	40.37 (7)	63.44	15 (3); 13 (7)		1.6 (3)	40 (3)	54	77
						38 (8)	66	52
						101 (12)	46	85
						54 (13)	72	88
						53 (14)	85	163
19 mars 84	40.35 (1)	63.36	15 (1)	7.0 (1)	2.6 (9)	228 (3)	52	70
	40.28 (10)	63.33	26 (10)	7.0 (10)	2.8 (11)	218 (10)	21	90
	40.38 (6)	63.36	15 (6)	7.2 (6)				
	40.30 (7)	63.30	10 (7)		2.49 (7)	210 (7)	40	33

Tableau II.1: Localisation, magnitude, moment sismique et paramètres des solutions focales des séismes de la séquence de Gazli. Le mécanisme en gris correspond à la solution combinée (double-couple et rupture en mode I) proposée par Sileny et al. (1986). Le numéro entre parenthèses indique la référence bibliographique comme suit. 1: International Seismic Center; 2: Bezrodnyï (1979); 3: Hartzell (1980); 4: Kristy et al., (1980); 5: Plotnikova et Karelina (1981); 6: Académie des Sciences d'Ouzbékistan; 7: Eyidogan et al., (1985); 8: Bezrodnyï (1986); 9: Plotnikova, communication personnelle (1993); 10: Centroid Moment Tensor Harvard; 11: Boatwright et Choy (1992); 12: Aptekman et al. (1978); 13: Sileny et al. (1986) solution en double-couple; 14: Sileny et al. (1986) solution combinée (voir texte).

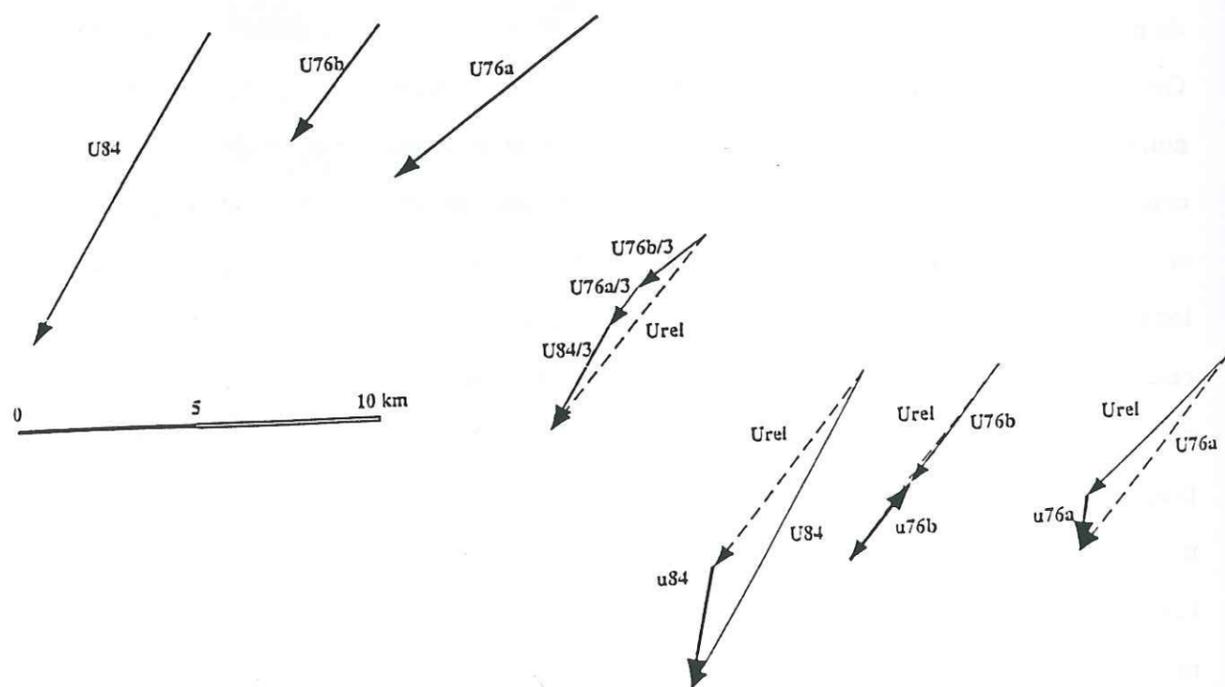


Figure II.9: Détermination du décalage systématique entre les localisations relatives (Eyidogan et al., 1985) et les localisations absolues (Académie des Sciences d'Ouzbékistan) des chocs principaux de Gazli. Les vecteurs U_i représentent le décalage entre la position épacentrale relative et absolue. La construction géométrique du milieu de la figure permet de déterminer le vecteur U_{rel} qui minimise la somme de la norme des vecteurs u_i (voir texte). On peut remarquer que les vecteurs u_i ainsi déterminés ne présentent pas d'orientation privilégiée.

relative du séisme i par rapport à sa localisation réelle. Ce vecteur est la somme de deux vecteurs:

$$U_i = u_i + U_{rel} \quad (II.3)$$

où U_{rel} , vecteur commun à tous les séismes, représente l'erreur de localisation de l'événement de référence et u_i le vecteur résiduel. L'incertitude sur la position épacentrale pour chaque séisme i sera estimée par la norme de u_i . U_{rel} est déterminé par minimisation de la somme de la norme des vecteurs u_i ; ce qui est équivalent à la construction géométrique présentée figure II.9. Ce calcul très simple montre que les positions relatives (Eyidogan et al., 1985) sont en accord de 1.5 à 3.5 km près avec les positions de l'Académie des Sciences d'Ouzbékistan (Figure II.8 et II.9).

• Solutions focales des chocs principaux

Quelque soit le séisme et l'auteur considérés, la solution focale représente un glissement chevauchant avec une composante plus ou moins prononcée de coulissage. Cette composante est nulle ou quasi nulle (suivant les estimations) pour le séisme de 1984 (Tableau II.1 et Figure II.8). Les différents auteurs sont aussi en accord avec le fait que la géométrie de la déformation sismique diffère d'un événement à l'autre (notamment entre 76a et 76b) (Tableau II.1 et Figure II.8). Shebalin (1986) note qu'un tel arrangement est en désaccord avec l'existence d'un plan de faille unique le long duquel les trois chocs auraient été localisés. La variation de la géométrie de la rupture entre les séismes majeurs peut aussi être appréhendée par les variations d'orientation de leur axe P (Figure II.10): lorsque les solutions focales de Eyidogan et al. (1985) sont considérées, l'orientation des axes P des séismes principaux est radiale autour du champ de gaz local (Figure II.10). Cette répartition souligne le caractère particulier de la séquence de Gazli et semble indiquer une relation entre l'exploitation du champ de gaz et l'occurrence des séismes (Grasso et al. 1992).

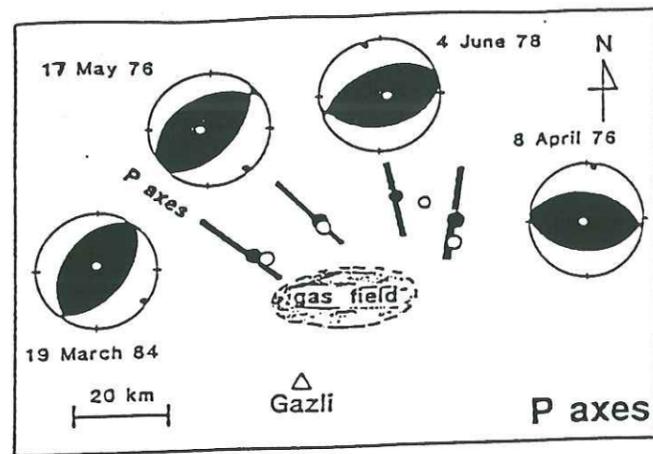


Figure II.10: Axes P (traits noirs) des mécanismes au foyer des trois chocs principaux et du séisme intermédiaire du 4 juin 1978 ($M_s = 5.7$). Les ronds noirs sont les relocalisations des séismes en prenant l'événement du 19 mars 1984 comme référence. Le contour du champ de gaz est symbolisé par un pointillé. La position de la ville de Gazli est représentée par un triangle (adaptée de Eyidogan et al., 1985 par Grasso et al., 1992)

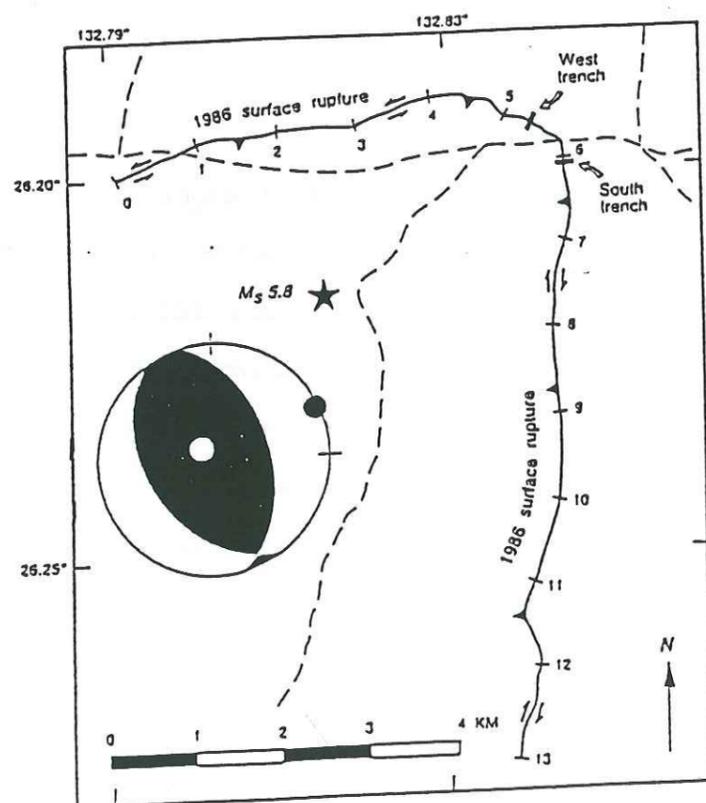


Figure II.11: Carte de la rupture de surface durant le séisme de Marryat Creek (1986, Australie). Les dents de scie, qui symbolisent le chevauchement, indiquent le bloc qui a été surélevé et pointent dans la direction de plongement de la faille. Les flèches indiquent une composante décrochante significative du glissement. Le rejet en surface atteint localement 0.6 m. L'étoile représente l'épicentre du séisme. Les numéros correspondent à des intervalles de 1 km le long de la rupture. Les pointillés indiquent les routes et chemins. Pour comparaison, la solution focale (projection de la demi-sphère inférieure) déterminée par CMT est indiquée (adaptée de Machette et Crone, 1994)

Les trois solutions focales du séisme du 19 mars 1984 sont proches les unes des autres. Pour le séisme de 1984, Bezrodnyĭ (1986) utilisa 123 données de polarités des ondes P enregistrées à des distances épacentrales variant de 40 à 6230 km. La solution de Eyidogan et al. (1985) provient d'inversion des ondes de volume télésismiques. La dernière solution disponible a été calculée par CMT (Dziewonski et Woodhouse, 1983). Les solutions CMT résultent de l'inversion simultanée de données de forme d'onde longue période pour obtenir les paramètres hypocentaux (épcentre, profondeur et temps origine) et les éléments du tenseur du moment sismique du meilleur point source. Des ondes de volume de période supérieure à 45 s sont généralement utilisées. Cette méthode a une résolution relativement mauvaise en ce qui concerne les séismes peu profonds, présentant une nette composante inverse ou normale du glissement (Scott et Kanamori, 1985; Sipkin, 1986; Anderson, 1988). En conclusion, la solution focale donnant la représentation la plus fiable de la rupture du séisme de 1984 est la solution proposée par Eyidogan et al. (1985) (Tableau II.1).

Hartzell (1980) étudie la rupture du séisme du 17 mai 1976 par modélisation de forme d'onde à partir d'onde de Rayleigh de longue période et d'ondes de volume de longue et courte période. Il utilise aussi l'accélérogramme trois composantes du 17 mai 1976 montrant une accélération maximum EW, NS et verticale de respectivement 738, 656 et 1300 cm/sec^2 pour contraindre sa solution (Hartzell 1980). Il conclut que 76b présente une rupture complexe et qu'il est composé de plusieurs sous événements, dont il n'a pas pu déterminer les paramètres. Cette complexité a des conséquences importantes quant à la signification physique des différents modèles de rupture proposés (Tableau II.1).

En effet, outre le problème de résolution des solutions CMT évoqué plus haut, la différence entre une solution obtenue à partir de premiers mouvements, et une solution CMT pour un même séisme peut aussi s'expliquer par le fait que ces deux solutions ne modélisent pas le même phénomène. La nature des données de premier mouvement signifie que de tels mécanismes décrivent le début de la rupture. Au contraire les solutions CMT, et les solutions issues d'enregistrements télésismiques, représentent le modèle moyen de l'ensemble de la rupture, ce qui peut entraîner des différences de solutions focales. Assumpção (1992) teste la

compatibilité des solutions CMT concernant trente-neuf séismes intraplaques avec les polarités des ondes P enregistrées par le réseau WWSSN. Deux solutions CMT sont incompatibles avec les polarités des ondes P et 14 autres sont considérées incertaines par l'auteur (Assumpção, 1992). Un changement de géométrie de la rupture durant un séisme a été proposé pour expliquer les variations observées entre des solutions CMT bien contraintes et des mécanismes issus de premiers mouvements pour des événements majeurs (Scott et Kanamori, 1985) et intermédiaires (Anderson, 1988). Lorsque l'événement considéré est complexe, moyenniser la rupture, ou considérer le début de la rupture comme représentatif de ce processus dans son ensemble, peut conduire à un modèle assez éloigné de la rupture réelle. Par exemple, dans le cas du séisme de Marryat Creek (Australie) où la rupture s'est propagée le long de deux plans bien distincts, un modèle de rupture homogène ne peut pas rendre compte de la rupture réelle (Figure II.11).

Shteynberg et al. (1980) proposent une évolution de la rupture du séisme du 17 mai 1976 permettant d'expliquer les variations entre les solutions focales issues de données de premier mouvement et de données téléseismiques. D'après ces auteurs, l'initiation de la rupture se produit le long d'un plan plongeant à 40° vers le Nord, le glissement initial étant principalement inverse. Puis, la rupture change de direction pour se localiser le long d'un plan plongeant de 70 à 80° vers le Nord Nord-Ouest et d'azimut Est Ouest. Le glissement le long de ce plan serait chevauchant avec une forte composante dextre. Pareille évolution de la rupture est en accord avec les conclusions de Hartzell (1980) montrant que ce séisme était composé de plusieurs sous-événements, et pourrait expliquer la grande variabilité des solutions focales proposées.

Un mécanisme au foyer est un modèle de rupture double-couple. Sileny et al. (1986) vérifient si, pour un séisme donné, les sens de premier mouvement incompatibles avec le modèle de rupture double-couple peuvent être expliqués par une composante de la rupture en ouverture (ou mode I). Neuf séismes sont considérés dont le séisme du 17 mai 1976 à Gazli. Deux solutions focales sont proposées à partir des sens de premiers mouvements des ondes P de l'International Seismic Center: la première correspond à la meilleure solution en double

couple, et la seconde correspond à la meilleure solution combinant une composante double-couple et une composante en mode I. Pour le séisme de Gazli, la solution combinée représente un mécanisme de coulissage presque pur (Tableau II.1 et Figure II.8). Le pourcentage de polarités expliquées n'augmente pas de façon convaincante: il passe de 82% pour une rupture double-couple à 90% pour une rupture combinée double-couple mode I.

Kristy et al. (1980) modélise les ruptures des deux événements de 1976 à partir d'ondes de volume de longue période. Le modèle local de vitesse utilisé par Kristy et al. (1980), contrairement à celui utilisé par Hartzell (1980), ne prend pas en compte l'épaisse couche sédimentaire (presque 1.5 km; Pletnev et al., 1977) présente à Gazli. Ouloumova et al. (1979) et Clouser et Langston (1991) montrent les effets importants de cette couche sur les enregistrements locaux où l'onde S_p est la seule arrivée secondaire visible sur les composantes verticales, et surtout, Hartzell (1980) souligne l'influence considérable de cette couche sédimentaire sur les phases des ondes de volume téléseismiques. La qualité de la modélisation de la rupture des séismes de 1976 proposée par Kristy et al. (1980) a très certainement été affectée par le choix erroné de modèle de vitesse. Ce point pourrait expliquer certaines des différences entre les solutions focales proposées par Kristy et al. (1980) et les autres auteurs (Tableau II.1).

Les mécanismes au foyer proposés par Bezrodnyï (1979 et 1986) et Aptekman et al. (1978) (Tableau II.1) sont déterminés à partir du sens de premier mouvement des ondes P. Ces solutions, bien que déterminées par la même méthode, présentent des variations de plusieurs dizaines de degrés sur l'azimut des plans nodaux. On peut aussi remarquer que la solution focale du séisme du 17 mai 1976, proposée par Aptekman et al. (1978) est en net désaccord, en ce qui concerne l'azimut des plans nodaux, avec chacune des quatre solutions disponibles par ailleurs (Tableau II.1).

Concernant le séisme 76a, la géométrie de la rupture reste mal contrainte. La solution focale donnant la meilleure représentation de la moyenne de la rupture est celle proposée par Kristy et al. (1980). Il convient, toutefois, de souligner que cette solution peut être erronée à

cause du choix mal adapté du modèle local de vitesse. Pour le séisme 76b, la rupture est complexe; la solution proposée par Hartzell (1980) est la plus fiable pour un modèle moyen de rupture. La géométrie de la rupture du séisme de 1984 est plus simple et est représenté par la solution focale proposée par Eyidogan et al. (1985). Pour les trois séismes de la séquence de Gazli, nous considérons que les modèles proposés par Bezrodnyï (1986) sont les modèles les plus fiables de l'initiation de la rupture.

• Mécanismes au foyer de répliques ou séismes intermédiaires de la région de Gazli

L'étude de la géométrie de rupture de répliques peut permettre de contraindre la géométrie de la rupture de l'événement majeur. Pour cela, on doit faire l'hypothèse que les paramètres qui contrôlent la rupture n'ont pas subis de perturbations conséquentes entre l'occurrence du choc principal et celle des répliques étudiées. Les répliques sont regardées comme une répétition, à plus petite échelle, de la rupture principale.

Quarante-deux solutions focales de répliques ou de séismes intermédiaires déterminées à partir d'enregistrements télésismiques ont été publiées (Tableau II.2). Quatre d'entre elles, sont proposées par Eyidogan et al. (1985) ou CMT (Dziewonski et Woodhouse, 1983). Bowers et Pearce (1995) déterminent la meilleure solution double-couple pour trente huit répliques aux séismes de 1976 en utilisant les amplitudes relatives des ondes P, pP et sP. Parmi ces répliques, vingt et une ont déjà été étudiées par Pearce et al. (1980) à l'aide d'une méthode analogue. Bowers et Pearce (1995) estiment que les angles de plongement et de glissement sont très bien contraints par les données. En revanche, l'azimut des plans nodaux reste moins bien défini. La majorité des solutions focales trouvées par ces auteurs sont proches de la solution focale du séisme du 8 avril 1976 calculée par Kristy et al. (1980) (Figure II.12). Cette similitude semble désigner comme modèle cohérent pour 76a le mécanisme au foyer proposé par Kristy et al. (1980). Néanmoins, cette conclusion doit être prise avec beaucoup de précautions car, ni Kristy et al. (1980), ni Bowers et Pearce (1995) n'ont pris en compte l'effet considérable sur les enregistrements télésismiques des ondes pP, sP et sS de la couche de sédiments présente dans la zone épicertrale des séismes de Gazli

Num.	Date	Temps or.	Localisation		nb	K	Azimut (°)	Solution focale	
			Lat.	Lon.				Plong. (°)	Gliss. (°)
1	8 avril 1976	03:15	40.28	63.90	4.3	13.0	160	55	80
2	8 avril 1976	03:30	40.55	63.75	4.0	11.7	15	35	110
3	8 avril 1976	04:46	40.40	63.75	4.2	11.0	335	35	105
4	8 avril 1976	04:58	40.32	63.55	4.5	12.1	130	45	85
5	8 avril 1976	06:16	40.35	63.83	4.5	11.7	285	35	90
6	8 avril 1976	09:10	40.37	63.63	4.2	11.5	120	25	105
7	8 avril 1976	12:03	40.47	63.83	5.1	13.1	280	45	40
8	8 avril 1976	22:54	40.28	63.80	4.0	11.2	125	25	60
9	9 avril 1976	02:46	40.42	63.58	4.4	11.6	350	55	90
10	15 avril 1976	06:15	40.37	63.57	4.2	12.3	165	40	95
11	17 avril 1976	12:11	40.37	63.68	4.4	12.3	155	60	85
12	17 avril 1976	13:47	40.37	63.78	4.0	12.2	225	45	120
13	17 avril 1976	20:21	40.37	63.57	4.0	11.4	160	50	110
14	18 avril 1976	22:37	40.33	63.80	4.6	13.1	320	60	65
15	21 avril 1976	14:41	40.32	63.75	4.9	13.4	315	50	95
16	21 avril 1976	22:33	40.37	63.33	4.1	11.6	145	55	70
17	21 avril 1976	23:18	40.38	63.68	4.0	12.2	125	35	70
18	23 avril 1976	01:56	40.37	63.68	4.7	13.4	160	45	60
19	23 avril 1976	20:55	40.37	63.77	4.6	11.6	15	55	115
20	24 avril 1976	13:57	40.37	63.68	4.4	13.0	125	60	145
21	7 mai 1976	00:10	40.38	63.73	4.7	12.5	305	45	85
22	9 mai 1976	07:51	40.35	63.70	5.1	13.2	165	50	105
23	17 mai 1976	04:14	40.43	63.23	4.6	13.4	255	45	75
24	17 mai 1976	04:53	40.33	63.43	4.7	11.5	335	50	95
25	19 mai 1976	01:11	40.40	63.53	4.5	12.3	145	50	85
26	19 mai 1976	15:54	40.50	63.73	4.9	12.5	160	40	75
27	19 mai 1976	16:21	40.47	63.63	4.4	12.5	190	50	90
28	24 mai 1976	14:56	40.37	63.37	4.6	11.5	170	45	105
29	28 mai 1976	14:05	40.42	63.55	4.8	13.7	145	45	60
30	1 juin 1976	07:31	40.42	63.48	4.7	13.4	310	50	90
31	6 juin 1976	04:19	40.33	63.45	4.5	13.0	165	50	85
32	20 juin 1976	23:33	40.38	63.63	5.2	12.0	275	50	45
33	23 juin 1976	09:49	40.57	63.43	4.8	12.0	155	45	85
34	8 juillet 1976	23:35	40.43	63.63	4.6	10.5	20	50	95
35	22 sept. 1976	21:49	40.55	63.38	4.8	12.0	325	45	90
36	17 octobre 1976	03:25	40.45	63.63	5.1	11.9	285	40	80
37	18 octobre 1976	21:01	40.37	63.43	4.7	11.6	245	45	50
38	28 nov. 1976	20:39	40.27	63.78	4.6	11.4	30	45	100
39	14 juillet 1977	05:49	40.43	63.63	5.5	13.5	278	55	94
40	4 juin 1978	19:30	40.40	63.62	5.9	15.5	81	41	101
41	20 mars 1984	06:28	40.20	63.11	5.3	13.9	31	50	58
42	14 août 1984	11:45	40.29	63.19	5.3	13.0	56	36	86

Tableau II.2: Solutions focales des répliques et séismes intermédiaires de la région de Gazli. Les traits symbolisent l'occurrence d'un choc principal. La localisation et la classe d'énergie sont déterminées par l'Académie des Sciences d'Ouzbékistan. La magnitude par l'ISC. Les solutions focales 1 à 38 sont issues de Bower et Pearce (1995); les solutions 39, 41 et 42 sont issues de CMT (Dziewonski et Woodhouse, 1983) et la solution 40 de Eyidogan et al. (1985).

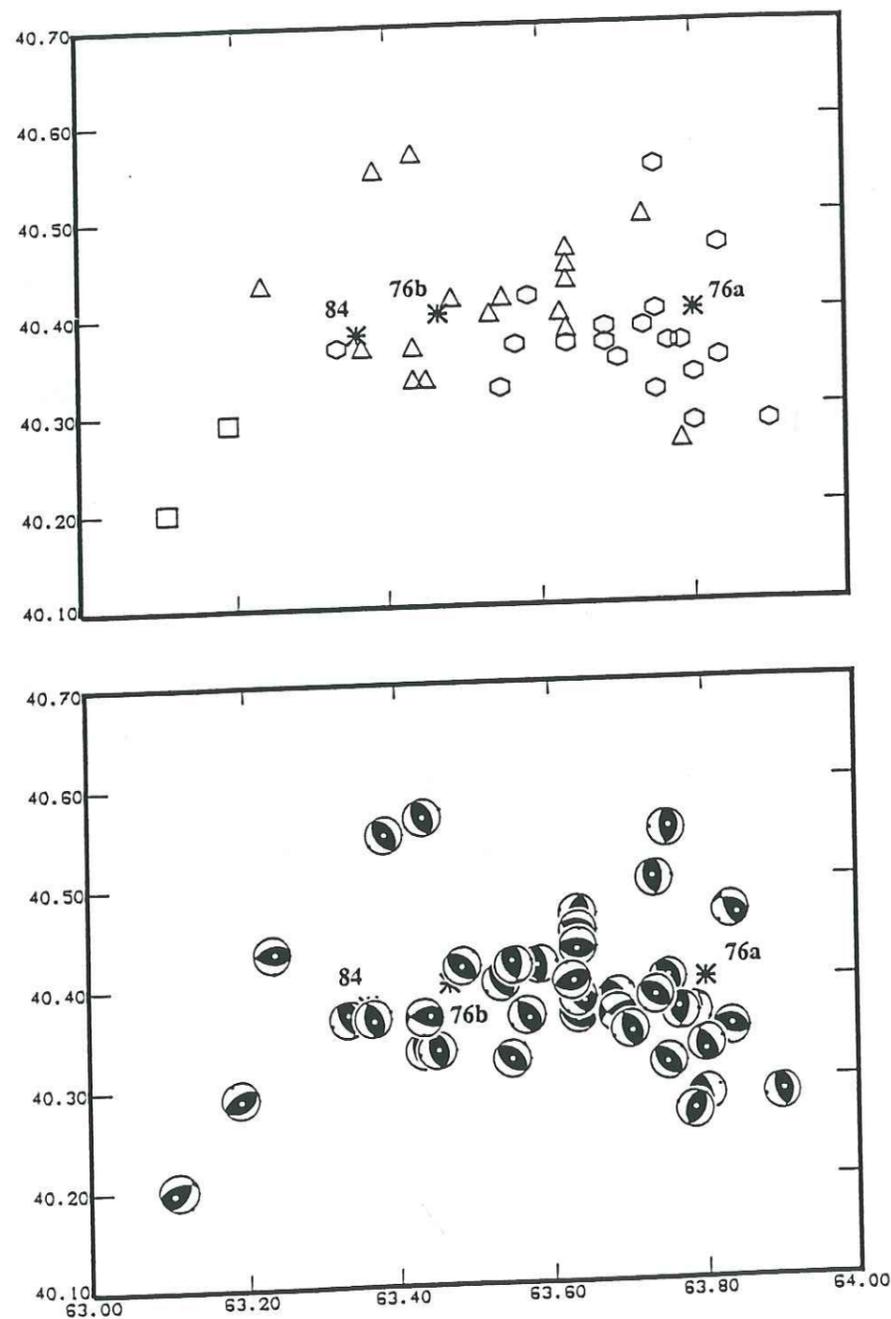


Figure II.12: Localisation et mécanisme au foyer de répliques et séismes intermédiaires à Gazli. Les paramètres de localisation et des solutions focales sont décrits dans le tableau II.2. Les épicentres des trois chocs principaux sont représentés par des croix, la localisation des événements s'étant produits entre les deux premiers séismes majeurs (76a et 76b) est représentée par des hexagones, les triangles représentent les événements compris entre les séismes 76b et 84 et les carrés représentent des répliques au séisme de 1984

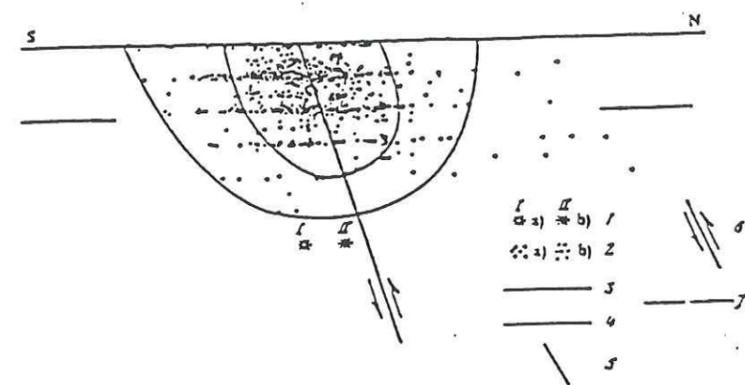


Figure II.13: Coupe de la région épicentrale des séismes de Gazli de 1976 (d'après Krestnikov et al., 1980)

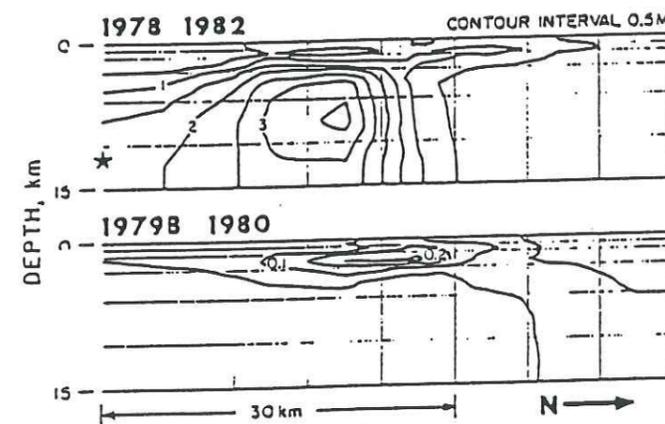


Figure II.14: Glissement co et post-sismique (en haut) et glissement post-sismique (en bas) suite au séisme de Imperial Valley en 1979. L'hypocentre est matérialisé par une étoile (d'après Scholz, 1990 et Crook, 1984)

Evénement	Azimut (°)	Plongement (°)	Longueur (km)	Largeur (km)
8 avril 1976	27	50	7	27
17 mai 1976	267	58	22	17
19 mars 1984	22	33	14	25

Tableau II.3: Orientation et taille des plans de faille à partir de l'inversion des déplacements verticaux (Amorèse et Grasso, 1995). L'intersection entre le plan de faille et un plan horizontal définit la largeur du plan de faille

(Hartzell, 1980). Quelque soit la validité des solutions focales présentées par Bowers et Pearce (1995), ces mécanismes au foyer soulignent une nouvelle fois le fait que la séquence sismique de Gazli n'est pas caractérisée par une orientation unique de plan de faille (Figure II.12).

II-2.3 Plans de faille et vecteurs glissement

Dans le paragraphe précédent, nous avons présenté les informations concernant la localisation et la géométrie de la rupture des trois chocs principaux. Les indications sur l'orientation des plans de faille et la valeur du glissement restent peu nombreuses. Krestnikov et al. (1980) proposent que les plans de failles des deux séismes de 1976 plongent vers le Nord à partir de la répartition des répliques à ces deux événements (Figure II.13). Cette idée avait déjà été proposée sur la base de mesures de déplacements co-sismiques en surface (Aptekman et al., 1978). Piskulin (1978) et Kossarev et al. (1986) proposent que les plans de fracture des séismes du 8 avril et du 17 mai 1976 plongent respectivement vers le Sud et vers le Nord.

A partir des mécanismes au foyer de séismes intermédiaires et majeurs ($M_s \geq 4.2$) de la région de Gazli, Amorèse et Grasso (1995) inversent un tenseur homogène de contraintes à Gazli, alors que la répartition des axes P (Figure II.10) laissait supposer que l'état local des contraintes présentait une forte hétérogénéité (nous ne rentrerons pas ici dans les détails des inversions des contraintes ni de l'exploitation des résultats obtenus, ces points seront l'objet du chapitre IV). Une des implications mécaniques de la connaissance du champ local des contraintes, est la possibilité de discriminer le plan de faille du plan auxiliaire (sauf si une des directions principales de contraintes est contenue dans le plan nodal). Amorèse et Grasso (1995) retrouvent les conclusions de Piskulin (1978) et Kossarev et al. (1986): le plan de faille de 76a plonge vers le Sud, le plan de faille de 76b plonge vers le Nord. Cette étude ne permet pas de contraindre la direction de plongement du plan de faille de 1984.

• Nivellement

Plusieurs campagnes de mesures de nivellement ont été conduites dans la région des épicentres de Gazli: en 1959, 1964, 1968, 1974, 1976, 1977, 1978, 1982 et en 1984 (Piskulin et Raizman, 1986; Nurtaev, communication personnelle, 1995). Ces mesures comprennent environ 90 points répartis sur une surface de 70 x 80 km. Le déplacement vertical maximum atteint 830 mm dans la zone épicentrale des séismes de 1976 et 751 mm dans la zone épicentrale du séisme de 1984.

Les expressions analytiques du champ de déformation à la surface de la Terre du à un glissement homogène sur une faille rectangulaire dans un demi-espace homogène sont connues (Okada, 1985). Connaissant la déformation en surface, on peut inverser ces données pour contraindre l'orientation et la taille du plan de faille ainsi que la direction et la valeur du glissement. Néanmoins, il a été mesuré que la déformation de surface continuait à augmenter dans les mois suivant un séisme. Cette relaxation inélastique (*afterslip* en anglais) dépasse de très loin le glissement cumulé par les répliques. Il s'agit par conséquent, d'un phénomène asismique (voir Scholz, 1990 pp. 314-317), dont l'amplitude est d'un ordre de grandeur inférieur au glissement co-sismique (Figure II.14). Plus le temps s'écoule entre le séisme et les mesures de nivellement, plus celles-ci intègrent la relaxation inélastique. Les données de nivellement relatives aux séismes de 1976 ont été mesurées en 1977, et en 1984 pour le séisme de 1984. Compte tenu du faible laps de temps entre les séismes et les mesures géodésiques, le phénomène de relaxation inélastique (*afterslip*) devrait être négligeable.

Amorèse et Grasso (1995) ont procédé à l'inversion des mouvements verticaux en vue de contraindre les paramètres du glissement et du plan de faille de chacun des séismes. Afin que le modèle de départ soit aussi près que possible du modèle «vrai», les paramètres d'orientation des plans de faille proposés par Hartzell (1980), Kristy et al. (1980) et Eyidogan et al. (1985) sont successivement considérés (Amorèse et Grasso, 1995). Les données excluent la possibilité que les deux plans de faille de 1976 plongent vers le Sud. La meilleure solution d'orientation des plans de failles des séismes 76a et 76b consiste en un plan plongeant vers le Sud-Est et vers le Nord. Cette solution est définie par son accord entre les

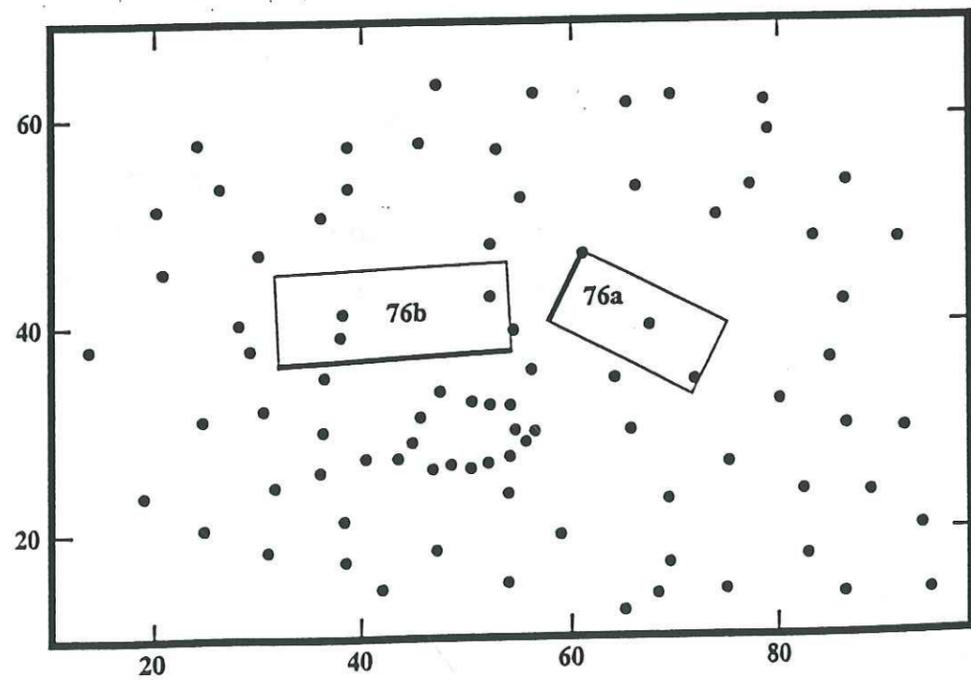
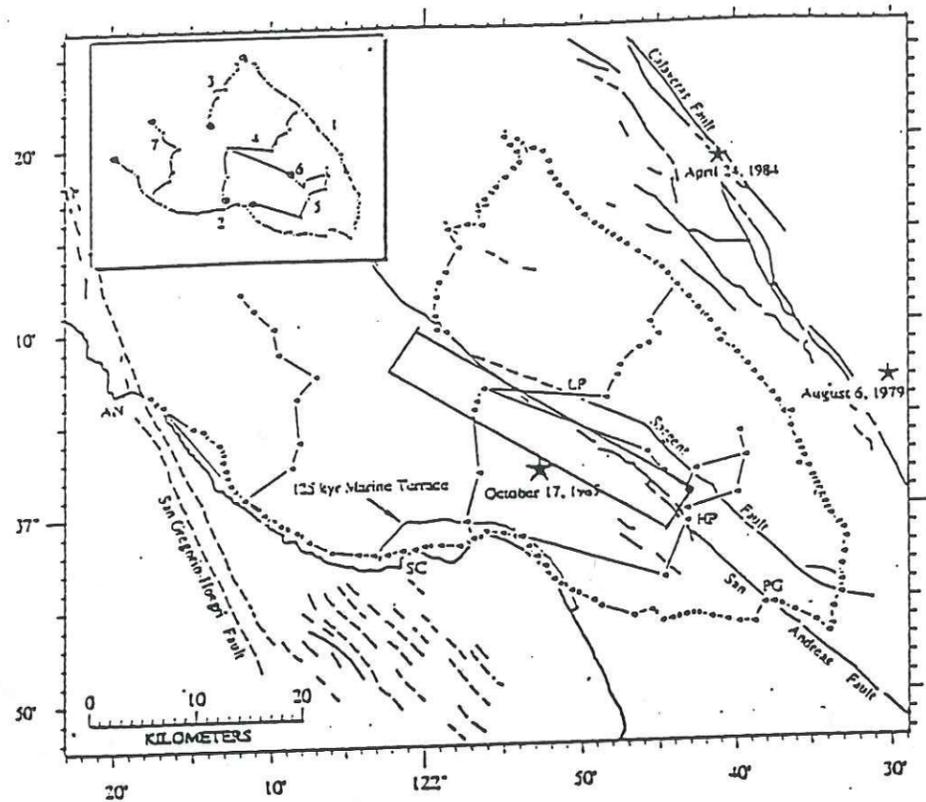


Figure II.15a: Comparaison des réseaux de nivellement entre la région de Loma Prieta (Californie) et la région de Gazli pour les séismes de 1976 (même échelle pour les deux cartes). En haut: carte schématique de la région de Loma Prieta (Californie) montrant le réseau de nivellement (211 points de mesures) et le plan de faille déduit de l'analyse des données de nivellement. Les étoiles représentent les épicentres des séismes de Loma Prieta (18 octobre 1989, $M_s = 7.1$), Coyote Lake (6 août 1979, $M_s = 5.9$) et Morgan Hill (24 avril 1984, $M_l = 6.1$) (adaptée de Marshall et al. 1991). En bas: plan de faille déduit de l'analyse des données de nivellement et points de mesures utilisés pour la région de Gazli (points noirs).

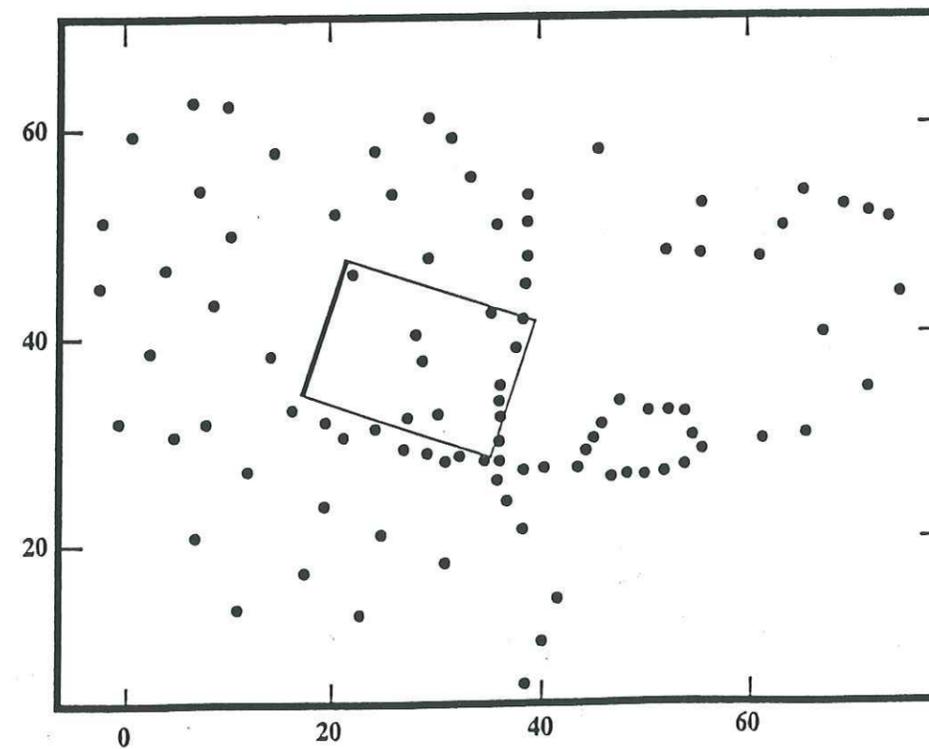
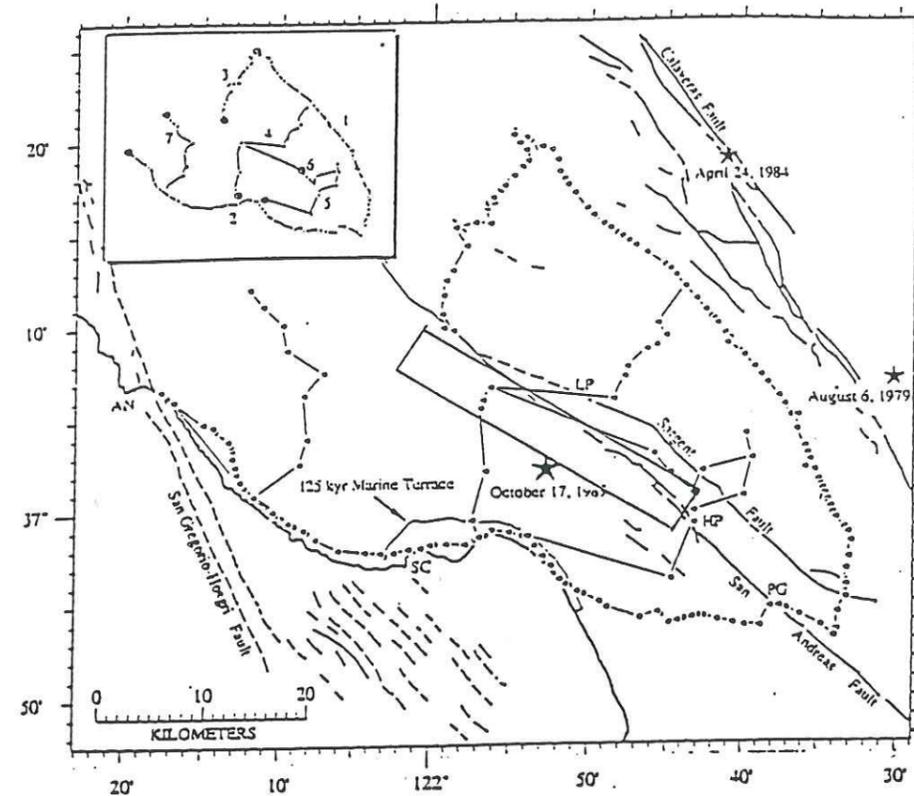


Figure II.15b: Comparaison des réseaux de nivellement entre la région de Loma Prieta (Californie) et la région de Gazli pour le séisme de 1984 (même échelle pour les deux cartes). (Voir légende de la figure II.15a).

déplacements observés et les déplacements calculés. Elle est en accord avec les conclusions de l'analyse des contraintes, mais, la direction de plongement du plan de faille de 76a reste peu contrainte (Amorèse et Grasso, 1995). L'inversion des paramètres du plan de faille de 1984, plus stable que l'inversion liée aux séismes de 1976, indique un plan de faille qui plonge vers le Sud-Est dont l'orientation reste en bon accord avec les mécanismes focaux proposés par ailleurs (Tableau II.1). Les résultats de l'inversion sont indiqués tableau II.3.

II-3 Inversion des données de déplacements verticales et horizontales

Ce travail, présenté sous forme d'article, vise à mieux définir l'orientation du plan de faille du séisme du 8 avril 1976 et la cinématique de la séquence en inversant simultanément les déplacements verticaux et horizontaux. La densité des mesures dans les régions épacentrales des séismes de Gazli est exceptionnelle pour des données de nivellement. En effet, il est très rare qu'un séisme majeur se produise à l'intérieur d'un réseau aussi dense. Le réseau présent à Gazli était destiné, à l'origine, à l'étude de la subsidence liée à l'extraction locale d'hydrocarbures. Pour comparaison, la figure II.15 présente, à la même échelle, les points de mesure de nivellement existant avant un séisme majeur et le plan déduit de ces données pour deux régions: la région de Gazli et la région de Loma Prieta (Californie).

Le travail présenté ci-après est une nouvelle inversion des plans de faille des séismes de Gazli en apportant, par rapport à l'inversion des déplacements verticaux (Amorèse et Grasso, 1995), des contraintes supplémentaires. Ces contraintes sont les données de mouvements horizontaux. Le fait que ces deux inversions convergent, comme nous allons le voir, vers le même modèle de géométrie de plans de faille pour la séquence de Gazli souligne la stabilité du processus d'inversion et renforce la validité du modèle proposé.

Rupture Kinematics of the Three Gazli Major Earthquakes from Vertical and Horizontal Displacements Data

by D. Amorèse, J.-R. Grasso, L. M. Plotnikova, B. S. Nurtaev, and R. Bossu

Rupture Kinematics of the Three Gazli Major Earthquakes from Vertical and Horizontal Displacements Data

by D. Amorèse, J.-R. Grasso,¹ L. M. Plotnikova, B. S. Nurtaev, and R. Bossu

Abstract An inversion of horizontal and vertical displacement data in the Gazli region shows that the Gazli earthquakes of April and May 1976 and March 1984 occurred on variously orientated fault planes (dipping to the ESE, N, and ESE, respectively). The kinematics of the 1984 seismic rupture exhibits a pure thrust slip motion of 2.5 m. Common data for distinct events during the 1976 rupture sequence are not optimal to solve the rupture characteristics. However, the complexity of the faulting is highlighted by (1) well-resolved different dips for the two shocks. (2) strike-slip components of motions on fault planes (with thrust-motion components close to the value of the 1984 event), and (3) discrepancy between geodetic and seismic fault models for the April 1976 earthquake. The results express the complex mechanics that drive compound intra-plate earthquakes.

Introduction

The three Gazli major earthquakes occurred in the Kyzylkum Desert near the Gazli gas field (Uzbekistan. CIS) between 1976 and 1984. Their surface-wave magnitudes are between 7.0 and 7.3 (NEIS and Seismological Bulletin of the USSR Station Network) (Table 1).

Rupture processes of the three Gazli earthquakes of April and May 1976 and March 1984 have been previously studied from combined leveling data and regional stress tensor inversion (Amorèse and Grasso, 1994). We constrained location and geometry of the fault plane associated with the latest 1984 major earthquake. Nevertheless, important uncertainties remained on both rupture planes of the 1976 earthquakes and kinematics (e.g., fault slips) of the whole seismic sequence. In this study, further constraints on the rupture planes of the Gazli earthquakes are provided from triangulation data: our previous determinations are refined (we calculate the fault slips), we bring new information about the probable orientation of the April 1976 fracture plane, and we are able to propose a model for the kinematics of the whole seismic sequence.

Leveling and Triangulation Data

We use geodetic information from maps for the 1976 and 1984 events drawn up by Piskulin, Raizman, and Yun (Raizman, 1993). The primary information comes

from surveys conducted by Soviet scientists between 1959 and 1984 (Piskulin and Raizman, 1986). Each map shows the location of about 100 leveling data points spread over an area of 70 by 80 km. The largest vertical deformation is 83 cm near the epicenter of the 8 April 1976 event and 75 cm near the epicenter of 19 March 1984 earthquake (Figs. 1 and 2). Triangulation data are composed of 21 measurement points for the 1976 earthquakes and 33 measurement points for the 1984 event. The largest horizontal displacements are about 1 m and occurred to the south of the 17 May 1976 and March 1984 earthquake epicenters (Figs. 1 and 2).

As we do not have information on field measurement errors (e.g., we do not know the way the leveling routes had been measured), we arbitrarily assume standard deviation errors of 2 cm for vertical displacements and 10 cm for both longitudinal and meridian components of horizontal displacements. We think that such uncertainty represents well the poor relative quality generally observed for horizontal displacement determinations.

Data Analysis

Following Briole *et al.* (1986), we model the observed co-seismic deformations by rectangular dislocations embedded in a homogeneous elastic half-space (Okada, 1985). The parameters of the faults are estimated by the nonlinear inverse formalism (Tarantola and Valette, 1982) in order to determine the models that pro-

Rupture Kinematics of the Three Gazli Major Earthquakes from Vertical and Horizontal Displacements Data

Table 1
Parameters of the Gazli Earthquakes*

Date	Location	Depth (km)	Magnitude	M_0 (10^{10} Nm)	Nodal Plane 1	Nodal Plane 2
8 April 76	40.31° N 63.72° E	10	7.0 (NEIS)	2.1 [1]	$\Phi = N91^\circ E$	$\Phi = N285^\circ E$
				1.2 [2]	$\delta = 43^\circ S$	$\delta = 48^\circ N$
17 May 76	40.35° N 63.45° E	14	7.0 (NEIS) 7.3 (BSSN)	1.6 [3]	$\Phi = N40^\circ E$	$\Phi = N240^\circ E$
				2.4 [1]	$\delta = 54^\circ SE$	$\delta = 38^\circ NW$
				2.5 [2]		
19 March 84	40.35° N 63.36° E	15	7.0 (NEIS) 7.2 (BSSN)	2.5 [4]	$\Phi = N39^\circ E$	$\Phi = N210^\circ E$
				2.8 [5] 2.6 [6]	$\delta = 50^\circ SE$	$\delta = 40^\circ NW$

*Locations and depths are from ISC. Fault-plane solution parameters are those given from waveform modelings by Hartzell (1980), Kristy *et al.* (1980), and Eyidogan *et al.* (1985). Numbers in square brackets in the fifth column indicate the source of the seismic moment value: [1] from Kristy *et al.* (1980), [2] from Plotnikova and Karelina (1981), [3] from Hartzell (1980), [4] from Eyidogan *et al.* (1985), [5] from Boatwright and Choy (1992), [6] from Plotnikova (personal comm., 1993). BSSN (fourth column) is the Bulletin of the Soviet Station Network.

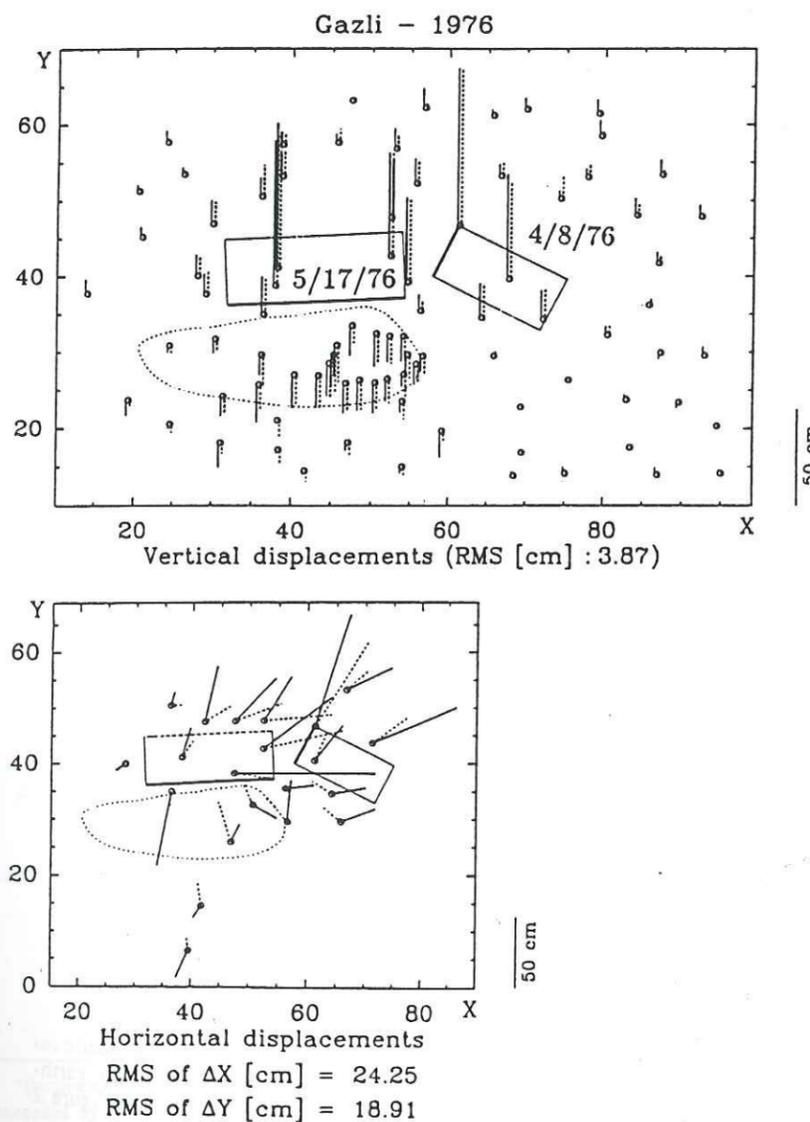


Figure 1. Geodetic data and geodetic inversion results for the 1976 Gazli earthquakes (see also Table 3). Measurement points are represented by white circles. Computed rupture planes are rectangles. Observed (solid line) and computed (dashed line) displacement values are plotted on each point (for vertical displacements, above if uplift, below if subsidence). The thin dashed line represents the lateral extension of the hydrocarbon field. The relation between longitude ϕ and x (km) is ϕ (degree) = $0.01148x + 63$. The relation between latitude λ and y (km) is λ (degree) = $0.01079y + 40$.

¹Present address: Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, Réunion Island, Indian Ocean, France.

duce the best fits to the data in a least-squares sense. A formal condition to obtain satisfactory results from inversion processes is to consider a "starting model" close to the "true (likely) model." In this article, we used the initial faulting models previously determined for and from leveling data alone (Amorèse and Grasso, 1994) (Table 2).

Inversion Results for the 1976 Gazli Earthquakes

We test the four possible rupture plane geometries (defined in Table 2) obtained by combining the nodal planes of the two 1976 Gazli earthquake focal mechanisms.

Inversion processes of initial models 1 and 4 do not converge. Initial model 2 converges toward a result where fault slips are both around 4.5 m. Showing both too-large slip values (for the considered earthquake sizes) and too-large RMS residuals between the observed and computed data values (e.g., for vertical displacement data, RMS value is 4.11 cm against 3.87 cm for the faulting model obtained from initial model 3), we dismiss this result.

The April 1976 fault plane ($\Phi = N27^\circ E, \delta = 53^\circ ESE$) computed from initial model 3 (Table 3) is consistent with a fracture plane dipping to the S-SE but its orientation strongly differs from that of the nodal plane ($\Phi = N91^\circ E, \delta = 43^\circ S$) proposed by Kristy *et al.* (1980).

Gazli - 1984

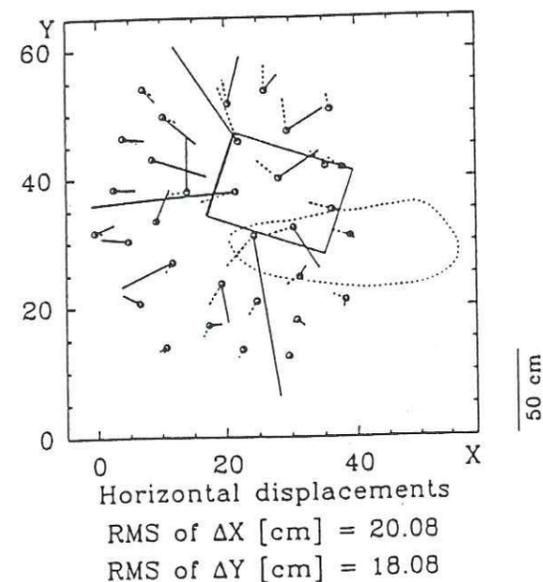
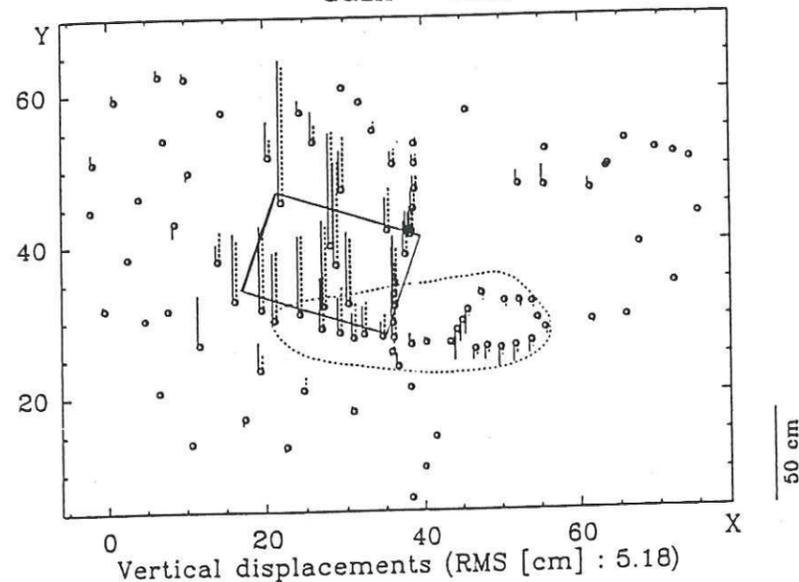


Figure 2. Geodetic data and geodetic inversion results for the 1984 Gazli earthquake (see also Table 4). Refer to Figure 2 for the legend.

Rupture Kinematics of the Three Gazli Major Earthquakes from Vertical and Horizontal Displacements Data

In the absence of additional information, we assume that the result of Kristy *et al.* (1980) may be biased: their proposed focal mechanism is based strongly on the *SH* waves (Hartzell, personal comm., 1994) and not reliably constrained by the *P* waves first-motion polarities (Fig. 3). Furthermore, our result from model 3 (Fig. 1 and Table 3) is not conflicting both with the NNE-SSW strikes of the Gazli region tectonic structures and the sites of surface ground fissures associated with the 1976 earthquakes (Fig. 4).

Horizontal displacements are poorly resolved by the solution model, e.g., obtained RMS values for horizontal displacements are quite large (around 20 cm) (Fig. 1 and Table 3). These bad fits can be explained by the poor precision of horizontal displacement determinations. Besides, it is necessary to keep in mind that the numerical solutions are weighted by the relative number of each type of data. The ratio between the number of vertical displacement measurements and the number of horizontal displacement measurements induces solutions that are driven by leveling data. However, horizontal displacement data provide further constraints that allow us to resolve the kinematics of the whole seismic sequence, when this is impossible by using vertical displacements alone (Amorèse and Grasso, 1994).

From this study, the rupture plane of the 8 April 1976 earthquake strikes NNE-SSW and dips to the ESE. The seismic moment of the April 1976 event is $M_0 = \mu UA$ is 1.4×10^{19} Nm, where A is fault area, U is slip, and $\mu = 3 \times 10^{10}$ Pa is the shear modulus. The fracture

plane of the 17 May 1976 earthquake strikes E-W and dips to the N. From our computation, we estimate the seismic moment value of the 17 May 1976 event is equal to 2.6×10^{19} Nm. These geodetically estimated seismic moment values are close to those given by Plotnikova and Karelina from long-period seismogram analyses (1981) (Table 1).

Inversion Results for the 1984 Gazli Earthquake

We test the two nodal planes of the focal solution proposed by Eyidogan *et al.* (1985). Initial fault models are presented in Table 2. Whereas model 6 does not converge, model 5 provides a satisfactory fit to the data in the minimum rms sense (Fig. 2 and Table 4). As for the 1976 data inversion, horizontal displacement values are accurately constraining the rupture kinematics.

The computed rupture plane for the 1984 earthquake, striking NNE-SSW and dipping to the ESE, is closely orientated to the proposed nodal plane (Table 4). The seismic moment value calculated from our geodetically deduced fault-plane parameters for the 1984 event is equal to the value (2.5×10^{19} Nm) provided by Eyidogan *et al.* (1985) (Table 1).

Discussion and Conclusions

In the present study, additional horizontal displacement data allow us to determine that the fracture plane of the April 1976 earthquake is dipping to the ESE. Moreover, we obtain reliable estimations of the other fault-

Table 2
Initial Faulting Models Tested for the 1976 (Models 1, 2, 3, 4) and 1984 (Models 5, 6) Earthquake Ruptures*

Fault	Fault Parameters	Model 1	Model 2	Model 3	Model 4	Model 5	Model 6
Fault 1	X (km)	60 (10)	60 (10)	40 (10)	60 (10)	20 (5)	30 (5)
	Y (km)	40 (5)	40 (5)	40 (5)	40 (5)	40 (5)	40 (5)
	Z (km)	5 (5)	5 (5)	5 (5)	5 (5)	5 (5)	15 (5)
	azimuth (°)	91 (5)	91 (5)	285 (5)	285 (5)	39 (5)	210 (5)
	dip (°)	43 (2)	43 (2)	48 (2)	48 (2)	50 (2)	40 (2)
	length (km)	20 (10)	20 (10)	20 (10)	20 (10)	20 (10)	20 (10)
	width (km)	10 (5)	10 (5)	10 (5)	10 (5)	20 (5)	10 (5)
	U_1 (cm)	100 (50)	100 (50)	-100 (50)	-100 (50)	0 (50)	200 (50)
U_2 (cm)	-100 (100)	-100 (100)	-300 (100)	-300 (100)	-200 (50)	-300 (50)	
Fault 2	X (km)	40 (10)	40 (10)	60 (10)	40 (10)		
	Y (km)	40 (5)	40 (5)	40 (5)	40 (5)		
	Z (km)	5 (5)	5 (5)	15 (5)	5 (5)		
	azimuth (°)	40 (5)	240 (5)	40 (5)	240 (5)		
	dip (°)	54 (2)	38 (2)	54 (2)	38 (2)		
	length (km)	20 (10)	20 (10)	20 (10)	20 (10)		
	width (km)	10 (5)	10 (5)	20 (5)	10 (5)		
	U_1 (cm)	100 (50)	-100 (50)	100 (50)	-100 (50)		
U_2 (cm)	-100 (100)	-300 (100)	-100 (100)	-300 (100)			
ΔZ rms value (cm)		16.78	13.48	13.38	9.57	8.5	9.1

*Parameter uncertainties used in the computation process are bracketed. They are smooth (statistical) limits of parameter values (they can be exceeded by the inversion process). The uniform slip value is divided among strike slip (U_1 , positive for a sinistral fault) and dip-slip (U_2 , positive for a normal fault) components of motion on fault plane. The tested rupture fault orientation parameters are those given by Hartzell (1980), Kristy *et al.* (1980), and Eyidogan *et al.* (1985).

plane parameters (e.g., fault slips) of the 1976 through 1984 Gazli seismic sequence. The analysis provides the following results: (1) earthquakes occurred on different and variously orientated fault planes associated to old structures of the tectonic framework (Fig. 4) (the Bukhara-Ghissar and the Transverse Karakyr faults for the May 1976 and March 1984 events, respectively), (2) earthquake focal mechanisms indicate a reverse mechanism. April 1976 and May 1976 earthquakes motions on fault planes show sinistral and dextral components, respectively, (3) the agreement between seismic moment values from seismic data (Table 1) and corresponding values deduced from geodetic inversion results may indicate that all the slips on fault planes are seismic, and (4) the seismic stress drops are roughly constant during the Gazli seismic sequence, except a possible larger stress change for the May 1976 earthquake. The average seismic stress drops ($\Delta\sigma$) are estimated from Kanamori and Allen (1986, p. 229) with magnitude values from the Soviet Seismological Network Bulletin and seismic moments deduced from our geodetic data inversions. The $\Delta\sigma$ are 8.5, 13.0, and 9.5 MPa for the successive earth-

quakes, respectively (if we consider NEIS magnitude values, alternative values are 4.6 and 4.8 MPa for the May 1976 and the March 1984 events, respectively. The stress-drop value for the April 1976 earthquake is unchanged).

There is a minimum 20° misfit between the azimuths of geodetic and seismic fault models. The discrepancy reaches 60° for the first event of the seismic sequence. This may be due to poor reductions of displacements due to faults close to each other in space and time. However, a doubtful fault-plane modeling for the April 1976 earthquake from Kristy *et al.* (1980) cannot be totally dismissed (Fig. 3). About the focal locations of the Gazli events, our results are consistent with the locations of the mainshock foci proposed by the Laboratory of Induced Seismicity (Uzbek Academy of Sciences). Our results agree with epicenters located to the north of the relative positions proposed by Eyidogan *et al.* (1985) (Fig. 4).

The Gazli seismic sequence corresponds to a succession of ruptures on differently orientated fault planes. Faulting along several planes in the same seismic episode has been already proposed. This is the case, for example, for the Miramichi, New Brunswick, earthquakes (Wetmiller *et al.*, 1984), for the Irpinia, Italy, earthquake (Crosson *et al.*, 1986; Bernard and Zollo, 1989; Pingue and De Natale, 1993) and for the Tennant Creek, Australia, seismic sequence (Choy and Bowman, 1990; Bowman, 1991). In addition to the activations of discontinuous fault surfaces, the rupture process of the Gazli sequence presents other analogs to the Tennant Creek multiple mainshock sequence. In both cases, the orientation of the fracture plane associated with the second event of the sequence is strongly different from those

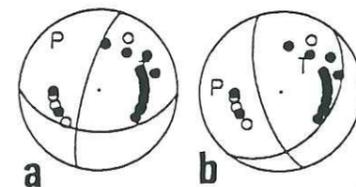


Figure 3. Focal mechanisms computed from *P*-wave first-motion polarities for the April 1976 earthquake. We used the FPFIT program (Reasenber and Oppenheimer, 1985) and polarities recorded by Soviet seismological stations located in the epicentral distance range 0 to 900 km. During the computation, (a) we fixed the plane striking N91°E and dipping 43° to the S according to the fault-plane solution given by Kristy *et al.* (1980), and (b) we fixed the orientation of the plane dipping to the ESE, in the angular ranges deduced from our geodetic data inversion (Table 3). In both cases, five polarities are violated. Obviously, fault-plane determination from *P*-wave first-motion polarities is not a discriminant method for the focal mechanism of the April 1976 event.

Table 3
Results of the Inversion of 1976 Geodetic Data*

Fault	Fault Parameters	Initial Model	Final Model
	X (km)	60 (10)	59.6 [59.1-60.0]
	Y (km)	40 (5)	43.3 [43.0-44.3]
	Z (km)	15 (5)	0.3 [0.0-1.5]
	azimuth (°)	40 (5)	27 [20-43]
April 1976	dip (°)	54 (2)	53 [46-55]
	length (km)	20 (10)	7 [6-8]
	width (km)	20 (5)	26 [20-36]
	U_1 (cm)	100 (50)	110 [60-200]
	U_2 (cm)	-100 (100)	-240 [-210--290]
		X (km)	40 (10)
Y (km)		40 (5)	36.7 [36.6-37.0]
Z (km)		5 (5)	3.8 [3.6-4.3]
azimuth (°)		285 (5)	267 [265-268]
May 1976	dip (°)	48 (2)	58 [55-62]
	length (km)	20 (10)	22.5 [21-23]
	width (km)	10 (5)	17 [13-20]
	U_1 (cm)	-100 (50)	-90 [-30--130]
	U_2 (cm)	-300 (100)	-210 [-190--240]
	rms (x axis) (cm)	22.68	24.25
rms (y axis) (cm)	29.06	18.91	
rms (z axis) (cm)	13.01	3.87	

*Parameter uncertainties used in the computation process are bracketed. They are smooth (statistical) limits of parameter values (they can be exceeded by the inversion process). Values in square brackets show the solution domain limits of the considered parameter. They are determined by perturbing the data sets in a Gaussian random way. Gaussian density functions are generated on the basis of standard deviations of 2 cm on vertical displacement values and 10 cm on both longitudinal and meridian component values of horizontal displacements.

Rupture Kinematics of the Three Gazli Major Earthquakes from Vertical and Horizontal Displacements Data

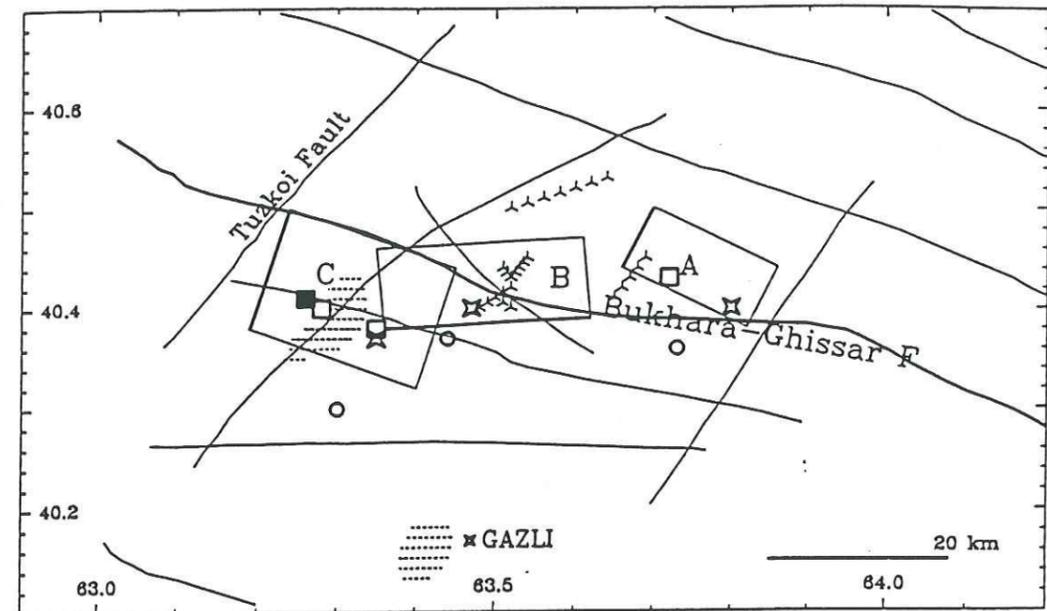


Figure 4. Faults and the three major earthquakes of the Gazli region. Faults (known from geophysical data) are represented by solid lines. The ESE-WNW faults are considered to be steeply dipping (more than 70°) to the north (Flyonova *et al.*, 1988). Rupture planes computed from geodetic data for April 1976 (A), May 1976 (B), and March 1984 (C) earthquakes are represented by their projection on the Earth's surface (rectangles of which heavy lines correspond to the upper sides of faults). Circles represent the respective epicenter positions proposed by Eyidogan *et al.* (1985) (we note that they are systematically located to the south of our computed planes). Stars are epicenter locations proposed by the Laboratory of Induced Seismicity (Uzbek Academy of Sciences). Empty squares are macroseismic epicenters (Shebalin, 1986). The filled square is the March 1984 epicenter computed for a 10-km fixed focal depth, from data issued from the Soviet seismological records (Shebalin, 1986). Dashed areas correspond to the sites of the ground-surface fissure zones associated with the 1984 earthquake. Tripods mark the ground-surface fissure zones associated with the 1976 events (Iakubov, 1986).

Table 4
Results of the Inversion of 1984 Geodetic Data*

Fault Parameters	Initial Model	Final Model
X (km)	20 (5)	19.3 [18.9-19.8]
Y (km)	40 (5)	40.6 [40.3-41.2]
Z (km)	5 (5)	4.2 [3.5-5.4]
Azimuth (°)	39 (5)	18.7 [14.7-19.5]
Dip (°)	50 (2)	36 [28-41]
Length (km)	20 (10)	13.7 [13.3-15.2]
Width (km)	20 (5)	23.6 [23.2-24.6]
U_1 (cm)	0 (50)	-10 [-30-0]
U_2 (cm)	-200 (50)	-260 [-280--240]
rms (x axis) (cm)	18.66	20.08
rms (y axis) (cm)	20.56	18.08
rms (z axis) (cm)	8.50	5.18

*Refer to Table 3 for the legend.

of the previous and subsequent seismic rupture planes. Stress-tensor inversions from both $M_s > 4$ earthquake focal mechanisms (including the three mainshocks) and microearthquake focal mechanisms show a NW-SE maximum horizontal stress in the Gazli region (Amorèse and Grasso, 1994; Bossu *et al.*, 1994). With this stress orientation, the May 1976 fault is strongly misoriented to be activated under a Mohr-Coulomb rupture criterion. It argues that the fault activated by the May 1976 earthquake was a preexisting zone of weakness, rather than a newly formed fault. This zone may correspond to the Bukhara-Ghissar major regional fault (Fig. 4). In that sense, as the $M_s 2$ rupture for the Tennant Creek earthquake sequence (Choy and Bowman, 1990), the May 1976 earthquake can be considered as the key event for the Gazli seismic sequence: dextral motion on the Buk-

hara-Ghissar fault controls the rupture geometry of the March 1984 event. Referring to the M_s values given by the *Bulletin of the Soviet Seismological Station Network*, the key character of the May 1976 earthquake is enhanced by the large corresponding stress-drop value (13 MPa against 8.5 and 9.5 MPa associated with the preceding and following ruptures, respectively). In both the Tennant Creek and the Gazli sequences, the obtuse angle between the main fault and the secondary fault strikes is about 120° to 130° . For the Gazli sequence, with respect to the inferred fault kinematics, the horizontal maximum principal stress azimuth lies within the defined dihedral (Amorèse and Grasso, 1994). This stress orientation with the considered geometry is consistent with a NW-SE shortening combined to a relative NE-SW regional extension (Fig. 5): the sinistral and dextral motion components determined on the April and May 1976 rupture planes respectively correspond to this deformation pattern (of course, in this reverse faulting style environment, the major extension amplitude is observed along the vertical axis). In this context, the pure reverse fault mechanism of the March 1984 event can be indirectly controlled by a possible bending toward the north of the western part of the Bukhara-Ghissar fault (Figs. 4 and 5).

The geodetically deduced geometry (i.e., E-W-striking and steeply dipping fault plane) and mechanism (mainly reverse faulting style) of the May 1976 rupture allow us to formulate a further inference on the tectonic setting of the Gazli region. According to the orientation of the maximum principal stress (horizontal with a NW-SE trend), this rupture kinematics is possible under the condition of existence of a very small vertical minimum principal stress with regard to the horizontal principal

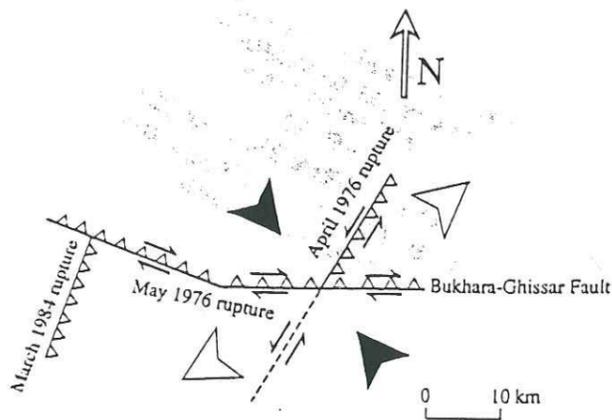


Figure 5. Sketch of the rupture kinematics of the Gazli seismic sequence. Converging arrows indicate the direction of the maximum tectonic shortening. Of course, in the presence of predominant reverse faulting style, the maximum tectonic dilatation occurs along the vertical axis; diverging arrows show the maximum horizontal dilatation.

stresses. Indeed, following the classification used by Sibson (1990) considering typical (Byerlee-type) values of rock friction, the May 1976 rupture plane (and, to some extent, the April 1976 rupture plane) is severely misoriented for frictional reactivation in the prevailing stress field. For Sibson (1990), the reactivation of these severely misoriented faults requires elevated fluid pressures (the least principal stress becoming effectively tensile, that is, $P_1 > \sigma_3$). Thus, the assumption of a fluid pressure triggered origin for the 1976 Gazli earthquakes should possibly be considered.

Geodetic data are useful in constraining details of the rupture geometry. This effectiveness is especially verified in the present case where seismological data are unable to unequivocally resolve the seismic source mechanism of the April 1976 earthquake. With regard to the geodetic data analysis we have conducted, it emphasizes the tectonic complexity of the Gazli region and the intraplate character of the Gazli multiple earthquakes.

A first-order analogy for earthquake kinematics appears possible between the Gazli seismic sequence and the Tennant Creek sequence (Australia). Such an analogy could provide further constraint to (1) derive the key processes that drive location of large earthquake sequences apart from plate boundaries and (2) assess the potential for midplate earthquake sequences to occur.

Acknowledgments

The authors are grateful to P. Briole for providing the inversion program. We thank V. Marangozov for additional computer programs. We thank T. Barr and J. Martinod for reviewing the initial manuscript and S. Hartzell for fruitful comments. J. C. Savage reviews the manuscript. This work was supported by Université J. Fourier and DBT-INSU Contribution Number 731, "Instabilités" and "Tectoscope et Positionnement" programs.

References

- Amorèse, D. and J.-R. Grasso (1994). Rupture planes of the Gazli earthquakes deduced from local stress tensor calculation and geodetic data inversion: geotectonic implications (submitted for publication).
- Bernard, P. and A. Zollo (1989). The Irpinia (Italy) 1980 earthquake: detailed analysis of a complex normal faulting, *J. Geophys. Res.* **94**, 1631-1647.
- Boatwright, J. and G. L. Choy (1992). Acceleration source spectra anticipated for large earthquakes in northeastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.* **82**, no. 2, 660-682.
- Bossu, R., D. Amorèse, and J.-R. Grasso (1994). Use of micro focal mechanisms for stress tensor study in a continental area. (supplement), *Ann. Geophys.* **12**, EGS, Transactions, C121.
- Bowman, J. R. (1991). Geodetic evidence for conjugate faulting during the 1983 Tennant Creek, Australia earthquake sequence, *Geophys. J. Int.* **107**, 47-56.
- Briole, P., G. De Natale, R. Gaulon, F. Pingue, and R. Scarpa (1986). Inversion of geodetic data and seismicity associated with the Friuli earthquake sequence (1976-1977), *Ann. Geophys.* **4**, no. B4, 481-492.
- Choy, G. L. and J. R. Bowman (1990). Rupture process of a multiple main shock sequence: analysis of teleseismic, local, and field

Rupture Kinematics of the Three Gazli Major Earthquakes from Vertical and Horizontal Displacements Data

- observations of the Tennant Creek, Australia, earthquakes of January 22, 1988, *J. Geophys. Res.* **95**, no. B5, 6867-6882.
- Crosson, R. S., M. Martini, R. Scarpa, and S. C. Key (1986). The southern Italy earthquake of 23 November 1980: an unusual pattern of faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.* **76**, 381-394.
- Eyidogan, H., J. Nabelek, and M. N. Toksoz (1985). The Gazli, USSR, 19 March 1984 earthquake: the mechanism and tectonic implications, *Bull. Seism. Soc. Am.* **75**, no. 3, 661-675.
- Flyonova, M. G., V. G. Ivanova, V. Krivoshev, and N. P. Tshenukhalina (1988). Study of the parameters of the seismic regime of the Gazli earthquakes focal regions, in *Complex Researches on the Focal Zones of the 1976 and 1984 Gazli Earthquakes. Study of the Relation of the Seismic Regime with the Work Regime of the Gazli Gas Field*, L. M. Plotnikova (Editor), Report of the Seismological Institute of the University of Tashkent, Tashkent (in Russian).
- Hartzell, S. (1980). Faulting process of the may 17, 1976 Gazli, USSR earthquake, *Bull., Seism. Soc. Am.* **70**, no. 5, 1715-1736.
- Iakubov, D. Kh. (1986). Studies of the residual deformations, in *1976 and 1984 Gazli Earthquakes*, I. V. Shebalin, R. I. Ibragimov, and Y. K. Tshernov (Editors), FAN, Tashkent, 110-117 (in Russian).
- Kanamori, H. and C. R. Allen (1986). Earthquake repeat time and average stress drop, in *Earthquake Source Mechanics*, S. Das, J. Boatwright, and C. H. Scholz (Editors), American Geophysical Union, Washington, D.C., 227-235.
- Kristy, M. J., L. J. Burdick, and D. W. Simpson (1980). The focal mechanisms of the Gazli, USSR, earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **70**, no. 5, 1737-1750.
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.* **75**, no. 4, 1135-1154.
- Pingue, F. and G. De Natale (1993). Fault mechanism of the 40 second subevent of the 1980 Irpinia (southern Italy) earthquake from levelling data, *Geophys. Res. Lett.* **20**, no. 10, 911-914.
- Piskulin, V. A. and A. P. Raizman (1986). Study of the Earth's surface deformation in the epicentral zone of the March 20, 1984 earthquake from geodetic methods, in *1976 and 1984 Gazli Earthquakes*, I. V. Shebalin, R. I. Ibragimov, and Y. K. Tshernov (Editors), FAN, Tashkent, 117-123 (in Russian).
- Plotnikova, L. M. and I. R. Karelina (1981). Focal dynamical parameters and spectral composition of the Tavaksaï earthquake, in *1977 Isfara-Batken and Tavaksaï Earthquakes*, FAN, Tashkent, 119-128 (in Russian).
- Raizman, A. P. (1993). *Study of the Vertical and Horizontal Surface Deformations Associated with the Working of Oil and Gas Deposits*, Univ. of Tashkent, Tashkent, 81 pp. (in Russian).
- Reasenber, P. A. and D. Oppenheimer (1985). FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions, *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.* **85-739**, 109 pp.
- Shebalin, N. V. (1986). Characteristics of the 1976 and 1984 Gazli earthquakes triple focus, in *1976 and 1984 Gazli Earthquakes*, I. V. Shebalin, R. I. Ibragimov, and Y. K. Tshernov (Editors), FAN, Tashkent, 105-109 (in Russian).
- Sibson, R. H. (1990). Rupture nucleation on unfavorably oriented faults, *Bull. Seism. Soc. Am.* **80**, no. 6, 1580-1604.
- Tarantola, A. and B. Valette (1982). Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion, *Rev. Geophys. Space Phys.* **20**, no. 2, 219-232.
- Wetmiller, R. J., J. Adams, F. M. Anglin, H. S. Hasegawa, and A. E. Stevens (1984). Aftershock sequence of the 1982 Miramichi, New Brunswick, earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **74**, 621-653.

Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique
Grenoble, France
(D.A., J.-R.G., R.B.)

L.D.G./C.E.A.
Bruyère-le-Chatel, France
(D.A.)

Laboratory of Induced Seismicity
Institute of Seismology
Usbek Academy of Sciences
Tashkent, Usbekistan
(L.M.P., B.S.N.)

Manuscript received 29 March 1994.

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

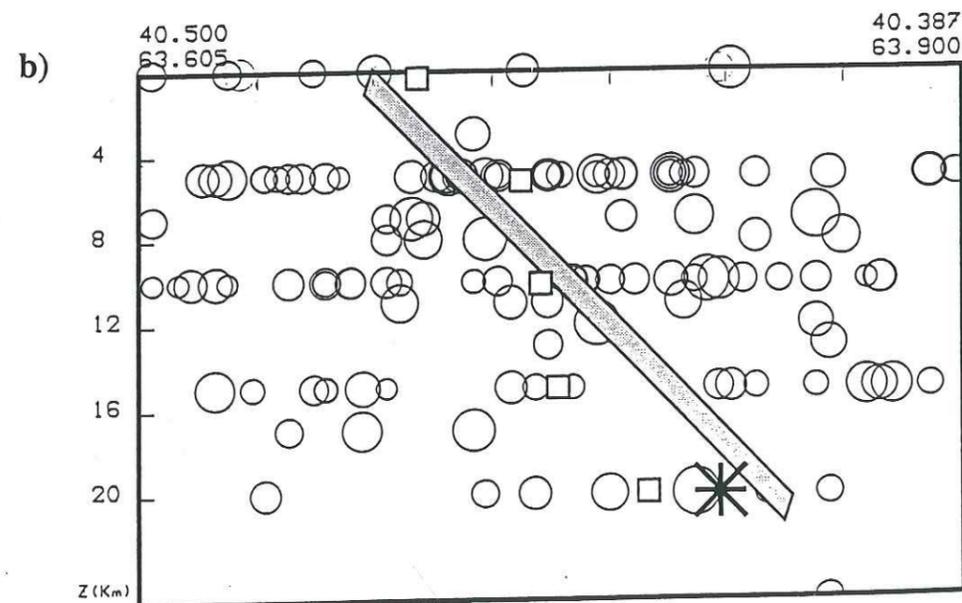
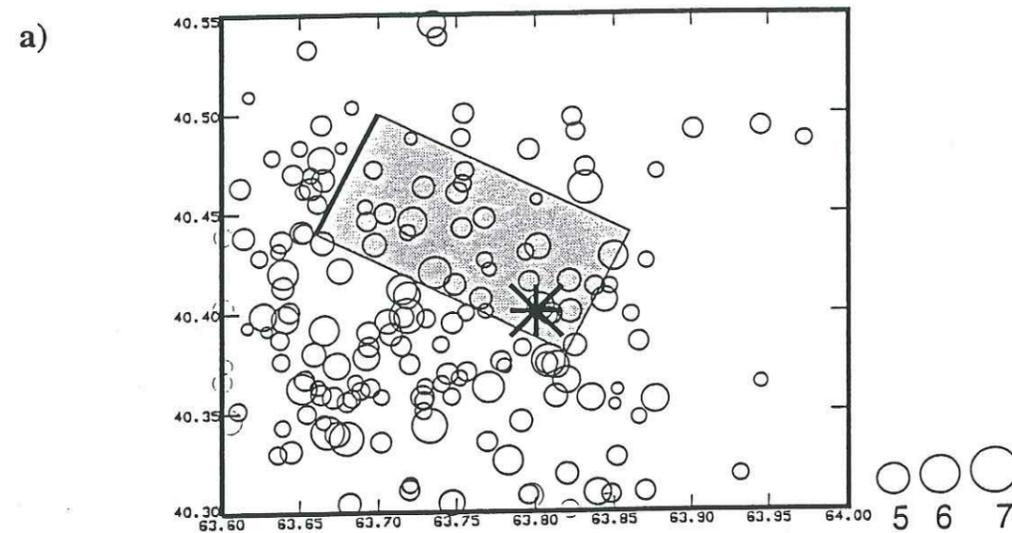


Figure II.16a: Carte des séismes du 8 avril au 16 mai 1976 (169 événements) et plan de faille déduit de la géodésie. Le plan de faille est représenté par sa projection à la surface de la Terre, le trait épais correspond à sa limite supérieure. La taille des séismes (cercles) est proportionnelle à leur magnitude. La localisation épiscopentrale est perturbée afin d'éviter l'effet visuel de «grille», sauf pour le choc principal (étoile).

b: Coupe le long du plan géodésique (en gris) du séisme du 8 avril 1976 (étoile) et de la sismicité comprise entre le 8 avril et le 16 mai 1976 (133 événements dans la coupe). La demi-largeur de coupe est de 10 km. les carrés blancs représentent le barycentre de la sismicité par couche de 5 km. Graduations tout les 4 km suivant les échelles horizontale et verticale

II-4 Plans déduits de la géodésie et distribution des répliques

L'étude préliminaire de la répartition spatiale des répliques aux séismes de 1976 à Gazli, ne permet pas de définir, à elle seule, la géométrie des deux plans de failles. La raison principale est la proximité spatio-temporelle de ces deux événements rendant indiscernables leurs répliques respectives. Une analyse en composante principale des répliques a été envisagée. Cette méthode consiste à étudier la formation des essaims en temps et en espace en déterminant les caractéristiques spatiales d'un nombre fixe de séismes contenus dans une fenêtre glissante en temps (Michelini et Bolt, 1986). Cette méthode est utilisée avec succès notamment dans les mines (par exemple, Urbancic et al., 1993). Son application à l'étude des répliques aux séismes de Gazli est rendue très délicate par le fait que la profondeur hypocentrale n'est déterminée que grossièrement (Figure II.13).

L'inversion des données de géodésie a permis de contraindre l'orientation de chacun des plans de faille de la séquence de Gazli. Bien que l'activité sismique ne permette pas de définir seule l'orientation des plans de faille, on peut noter qu'elle est en accord avec les conclusions de l'inversion géodésique. Les épiscopentres des trois chocs principaux sont systématiquement localisés sur le plan géodésique (Figure II.16a, II.17a et II.18a). La répartition épiscopentrale des répliques principales et séismes intermédiaires de la région de Gazli (Figure II.12) semble indiquer un plan de faille pour 76b d'extension maximale Est-Ouest, et pour le séisme 76a un plan d'extension maximale Nord-Ouest Sud-Est. De plus, la répartition spatiale des répliques à chacun des chocs principaux est globalement en accord avec les directions de plongement déduites de la géodésie (Figure II.16b, II.17b et II.18b). Concernant le séisme 76a, une direction de plongement opposée à celle déduite de la géodésie ne peut pas être totalement exclue à partir de la distribution des répliques (Figure II.16b). Néanmoins, l'analyse des données géodésiques montre que les plans de faille des séismes de 1976 ont des directions de plongement opposées. Par conséquent, le fait que les répliques au séisme 76b indiquent un plan plongeant vers le Nord, soutient le modèle d'un plan de faille plongeant vers le Sud-Est pour le séisme 76a, conformément aux résultats de la géodésie.

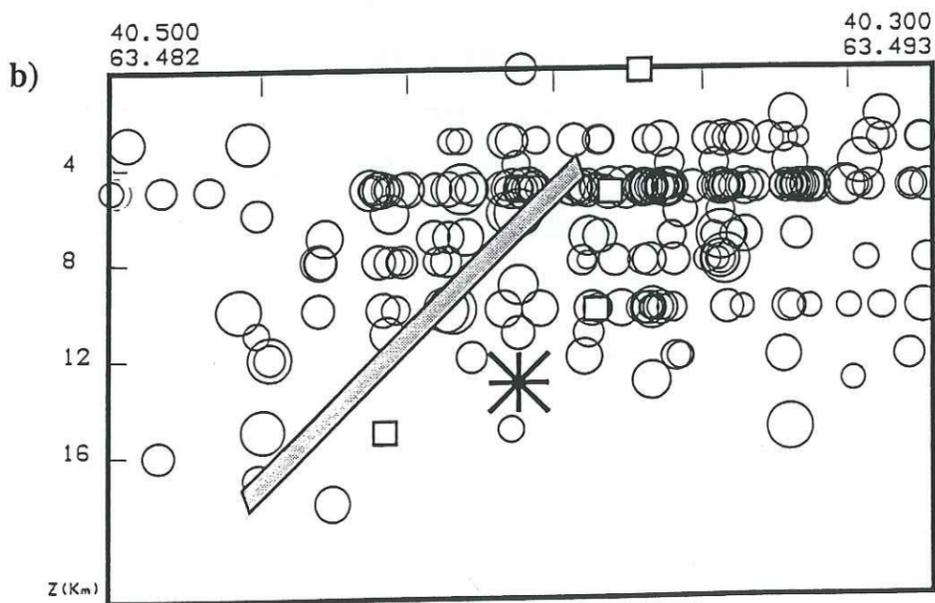
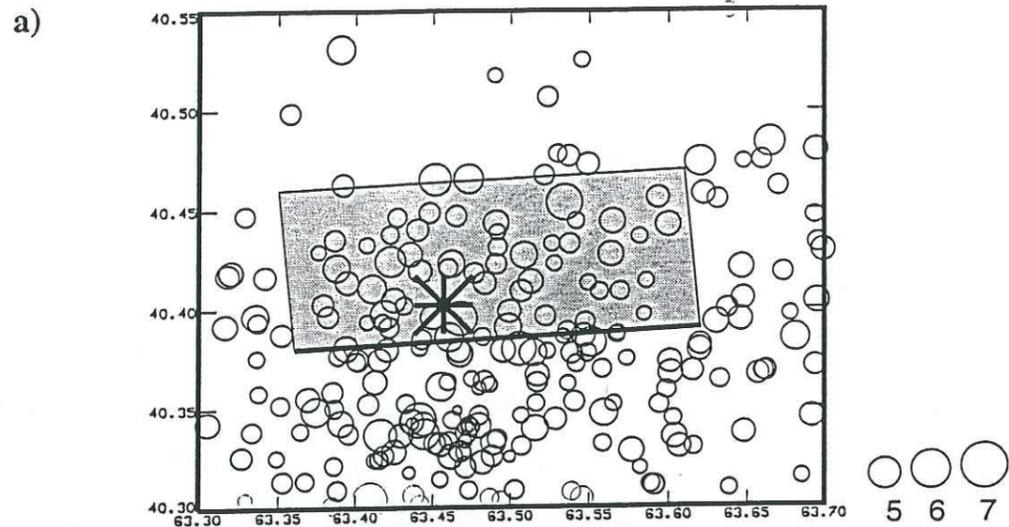


Figure II.17a: Carte des séismes du 17 mai au 30 juin 1976 (231 événements) et plan de faille déduit de la géodésie. Même convention que pour la figure II.16a

b: Coupe le long du plan géodésique du séisme du 17 mai 1976 et sismicité comprise entre le 17 mai et le 30 juin 1976 (204 événements dans la coupe). Demi largeur de coupe de 15 km. Même conventions que pour la figure II.16b

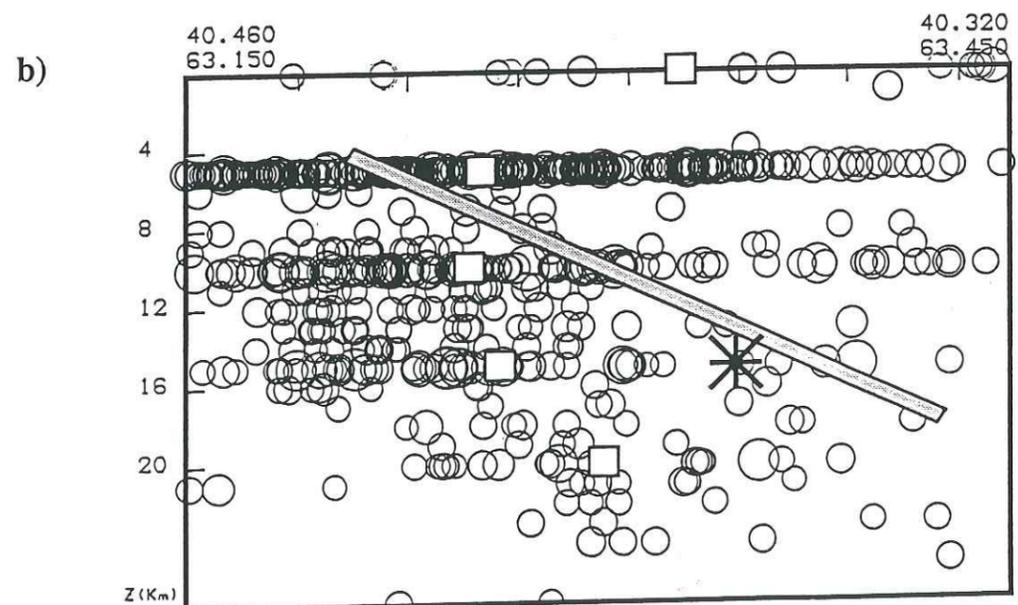
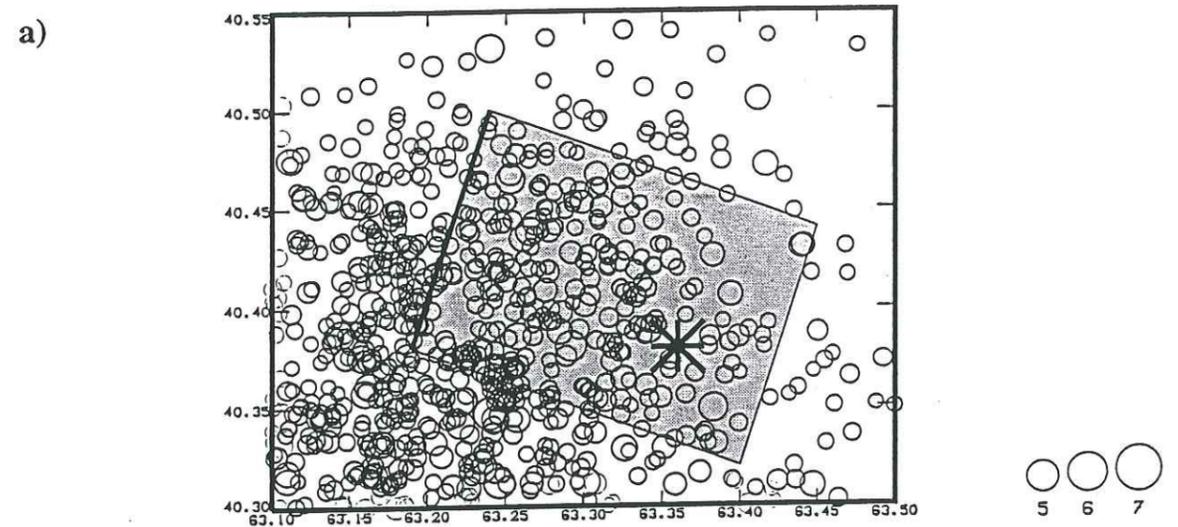


Figure II.18a: Carte des séismes du 19 mars au 30 avril 1984 (754 événements) et plan de faille déduit de la géodésie. Mêmes conventions que pour la figure II.16a

b: Coupe le long du plan géodésique du séisme du 19 mars 1984 et sismicité comprise entre le 20 mars et le 30 juin 1984 (662 événements dans la coupe). Demi largeur de coupe de 10 km. Mêmes conventions que pour la figure II.16b.

II-5 Conclusion

L'objectif de ce chapitre était de présenter et caractériser, d'un point de vue mécanique, la séquence de Gazli. Deux résultats importants ont été présentés. Tout d'abord, on a pu montrer qu'il n'y avait pas eu de séisme majeur depuis au moins 750 ans à Gazli avant 1976. Le second point concerne la mécanique de la séquence. Le nombre exceptionnel de données de nivellement disponible à Gazli a permis de contraindre l'orientation et la taille des plans de faille ainsi que la cinématique de la séquence. Le modèle d'orientation des plans de faille déduit de la géodésie est stable. En effet, deux inversions, l'une utilisant les déplacements verticaux et l'autre utilisant les déplacements verticaux et horizontaux convergent vers la même solution. En outre, ce modèle est en accord avec la distribution spatiale des répliques. En résumé, la séquence est composée d'événements ayant une forte composante de chevauchement, qui, globalement, représente un raccourcissement horizontal NW-SE. Néanmoins, cette séquence présente une grande complexité interne: complexité dans l'orientation des plans de failles, et complexité du processus de rupture du séisme 76b. L'orientation des trois plans de faille rappelle celle observée à Tennant Creek (Australie) où le second séisme avait une direction de plongement opposée au séisme précédent et au séisme suivant (Choy et Bowman, 1990; Bowman et al., 1990).

Chapitre III

Campagne de surveillance sismique de 1991

Chapitre III

Campagne de surveillance sismique de 1991

En 1991, un réseau sismologique temporaire a été installé pour deux mois dans la région de Gazli. Cette surveillance a été financée par les programmes DBT Instabilités, Mecalith et Tectoscope (INSU) ainsi que par la société Elf Aquitaine. Il s'agissait de définir le comportement sismique de la zone épiscopale quinze ans après le début de la séquence. En outre, cette campagne a permis de développer la coopération entre l'Université Joseph Fourier et l'Académie des Sciences d'Ouzbékistan ainsi que de connaître les travaux et les données existant sur la séquence sismique.

III-1 Acquisition des données

Le réseau de surveillance installé du 14 mai au 26 juin 1991 était composé de 17 stations, 7 stations analogiques et 10 stations numériques.

III-1.1 Stations analogiques

Les 7 stations à enregistrement analogique sont des SPRENGNETHER MEQ800 (connues plus généralement sous la dénomination de stations «noir de fumée»). Ces appareils sont munis de sismomètres à une composante verticale MARK PRODUCTS L4-C de fréquence propre 1 Hz. Lors de l'expérience, les stations fonctionnaient avec une bande passante s'étendant de 0, ou 2 Hz à 30 Hz. L'amplification s'élevait en moyenne à 72 dB, ce qui est élevé pour des sites disposés dans un bassin sédimentaire.

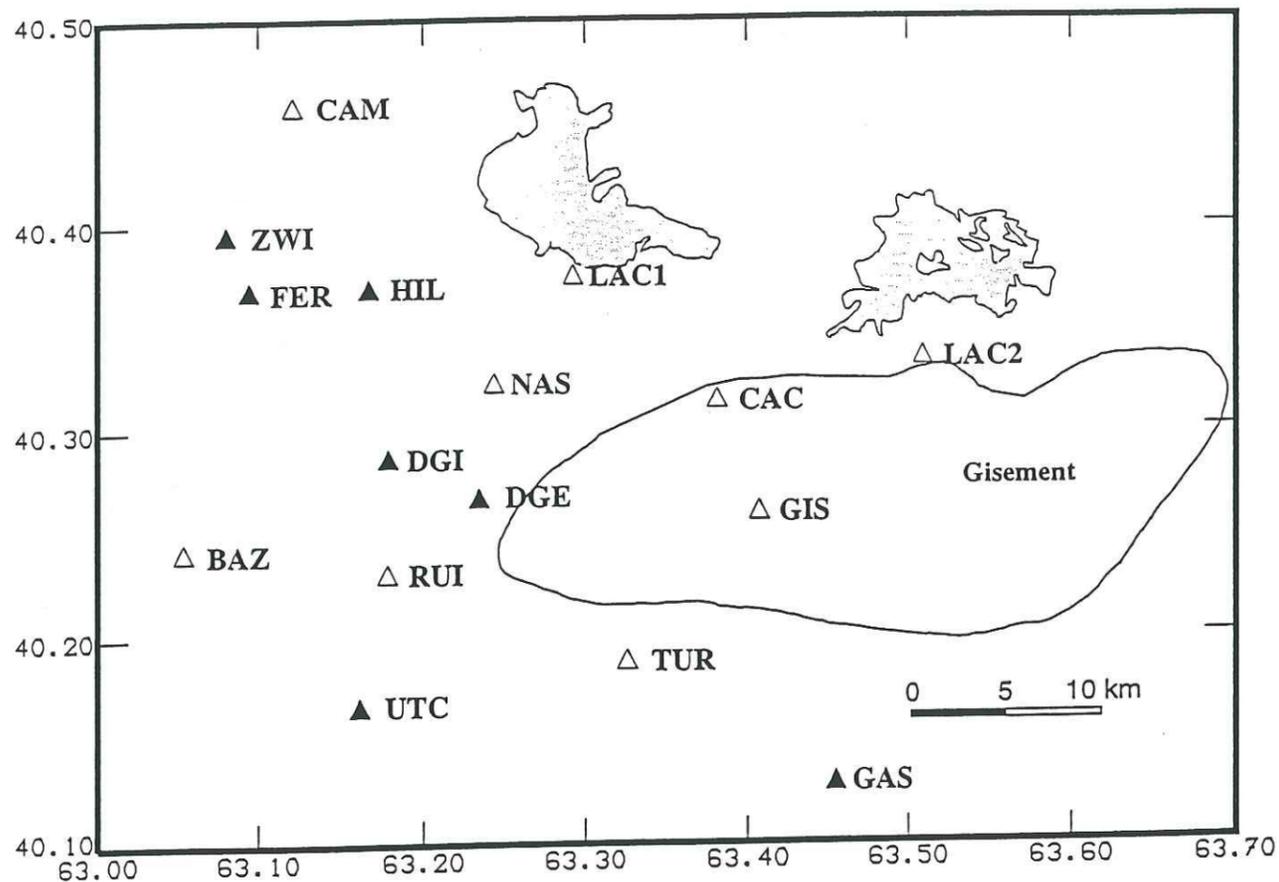


Figure III.1: Réseau sismologique temporaire installé dans la région de Gazli en mai et juin 1991. Les triangles noirs pleins symbolisent l'emplacement des stations analogiques, les triangles vides symbolisent l'emplacement des stations numériques. Le contour du champ de gaz est représenté.

Epaisseur (km)	V _p (km/s)
1.4	2.5
10.6	5.9
13.0	6.1
10.0	6.3
6.0	6.4
...	8.0

Tableau III.1: Modèle de vitesse

Les stations MEQ800 enregistrent la trace sismique en continu sur une feuille de papier recouverte de noir de fumée et disposée sur un tambour rotatif. Une vitesse d'enregistrement de 60 mm/min. confère à chaque station une autonomie de 48 heures. Un top horaire, fourni par l'horloge interne, est inscrit sur l'enregistrement toutes les 10 secondes. La dérive de l'horloge interne est mesurée en début et en fin d'enregistrement à partir du signal horaire fournie par les satellites GPS (*Global Positioning System*). Elle est connue avec une précision de l'ordre de 0.05 seconde.

III-1.2 Stations numériques

Les stations numériques sont des stations à déclenchement de type CIES Lithoscope (Poupinet et al., 1989). Elles sont équipées d'un sismomètre vertical de fréquence propre 1 Hz et d'un amplificateur à gain variable. Elles offrent la possibilité de transmettre les données recueillies par satellites géostationnaires. La fréquence d'échantillonnage a été fixée à 100 Hz, pour une durée d'enregistrement de 10 secondes. La dérive des horloges internes est déterminée avec une précision du millième de seconde. La taille de la mémoire et l'autonomie électrique assurée par une batterie et des panneaux solaires ont permis d'espacer les relevés jusqu'à six jours.

III-1.3 Réseau

Seize sites ont été équipés entre le 14 mai et le 26 juin 1991 (Figure III.1). Les stations ont été installées dans un carré de 50 km de côté dans la zone où la sismicité récente était localisée par le réseau permanent ouzbek. La maille du réseau varie de 4 km à l'Ouest, à 13 km à l'Est. Les satellites du Global Positioning System (GPS) ont servi à définir les positions exactes des sites équipés. Le diagramme de fonctionnement du réseau est visible figure III.2.

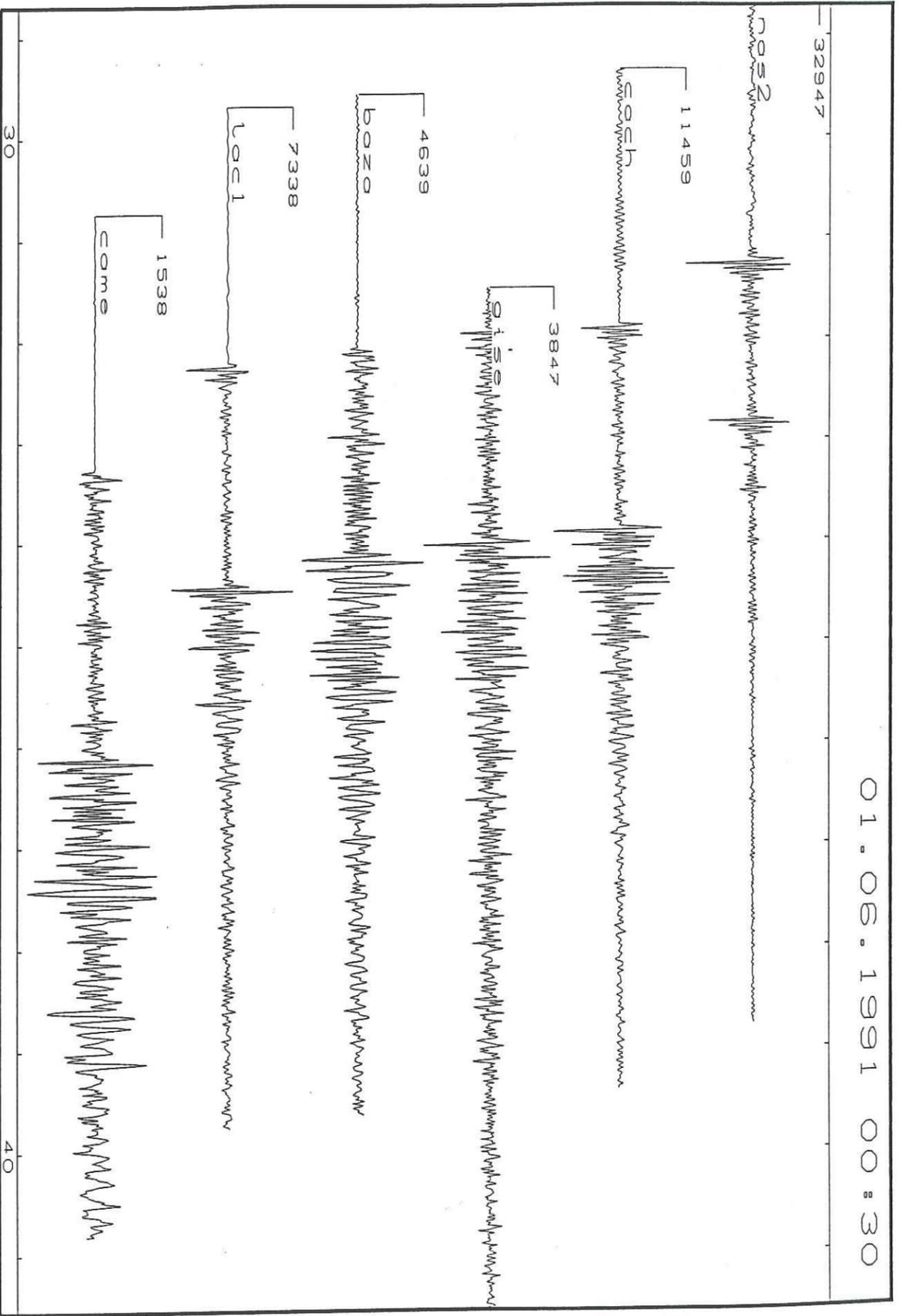


Figure III.3: Exemple d'enregistrement numérique par le réseau temporaire de 1991. Ces sismogrammes verticaux présentent une phase secondaire (une phase Sp) très nette dont le temps d'arrivée peut être lu avec une grande précision.

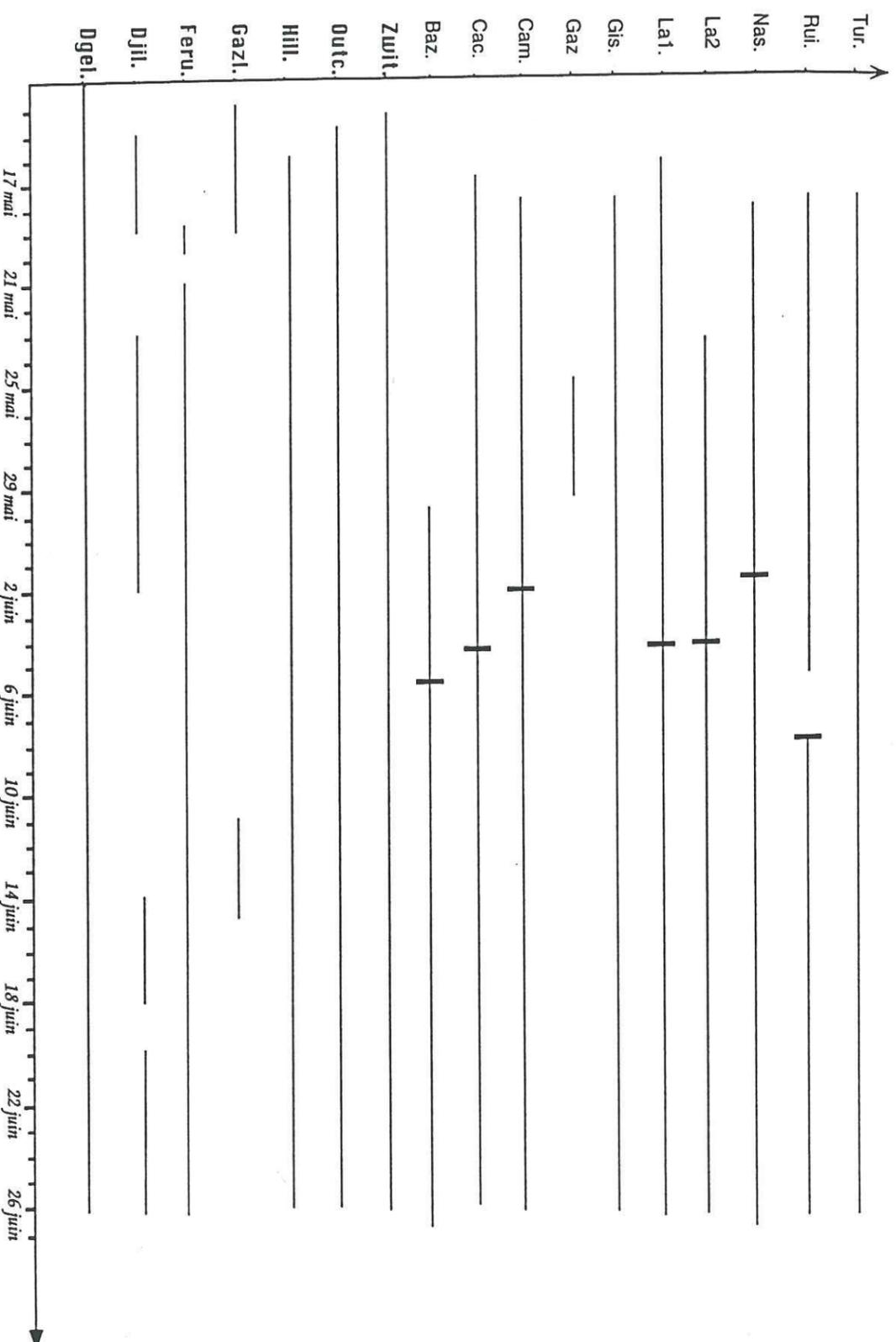


Figure III.2: Période de fonctionnement des stations de chaque site du réseau temporaire de Gazli en 1991. Les noms des stations en écriture grasse correspondent aux stations analogiques. Certaines stations ont été enterrées pour les protéger de la chaleur. Dans ce cas, la date de cette opération est indiquée par un trait vertical.

III-2 Dépouillement des données

III-2.1 Stations analogiques

La lecture des temps d'arrivée des ondes P et S sur des sismogrammes noir de fumée se fait à l'aide d'une loupe graduée en dixième de millimètres. Ce type de loupe permet une précision de lecture théorique de 0.05 seconde. En pratique, la précision moyenne de lecture des ondes P se situe autour de 0.1 seconde. Les sismomètres verticaux sont peu adaptés à l'enregistrement des ondes S, c'est pourquoi les erreurs de lecture des phases S sur ce type de sismomètre sont généralement de 3 fois supérieures à l'erreur de lecture moyenne sur les ondes P. Nous verrons au paragraphe III-3.2, que la géologie locale à Gazli, permet la détermination précise (0.1 à 0.15 seconde) d'une seconde arrivée.

III-2.2 Stations numériques

Le dépouillement des données numériques s'est fait sur micro-ordinateur de type PC, à l'aide des logiciels développés dans le cadre du réseau SISMALP (Fréchet et Thouvenot, 1993). La magnitude locale M_L des séismes est estimée à partir de l'amplitude crêtes à crêtes des traces sismiques numériques.

La première partie du traitement consiste à éliminer les traces ne correspondant pas à des événements sismiques, puis à regrouper les enregistrements correspondant à un même séisme. Un enregistrement numérique est présenté figure III.3. La précision de lecture des phases P et S est liée, notamment, au pas d'échantillonnage des enregistrements (0.01 seconde). La précision réelle des temps de lecture des phases est estimée à moins de 0.05 seconde pour les premières arrivées et à moins de 0.1 seconde pour les arrivées secondaires.

III-3 Localisation des séismes et modèle de vitesse

A partir des positions des stations d'enregistrement, des temps d'arrivée des ondes à ces stations et d'un modèle de vitesse des ondes sismiques dans la Terre, il est possible d'estimer la position hypocentrale et le temps origine d'un séisme. Le principe de base des programmes de localisation existant est généralement l'inversion des temps d'arrivée et la minimisation de la différence entre les temps de parcours observés et calculés.

Les premières localisations sismiques remontent au début du siècle. Depuis, les sismologues ont acquis une expérience considérable dans ce domaine. On pourrait croire qu'aujourd'hui, il est tout à fait aisé de localiser précisément et de façon fiable les événements sismiques. En réalité, ce point de vue doit être nuancé. Le processus de localisation sismique, comme tout calcul d'inversion, peut, dans certains cas, fournir un résultat erroné, même lorsque la structure de vitesse est très bien connue. On peut présenter l'exemple du champ de gaz de Lacq (France). Depuis une quinzaine d'années, cette exploitation de gaz fait l'objet d'une surveillance sismologique (Grasso et Wittlinger, 1990). Un premier modèle local de vitesse en 3D (20000 blocs couvrant un volume de $15 \times 15 \times 10 \text{ km}^3$), déduit principalement de données de forages, a permis de réaffiner l'étude de la sismicité locale (Guyoton et al., 1992). Depuis, ce modèle de vitesse a été amélioré à partir de données de multiples profils sismiques 3D. Dans la grande majorité des cas, la variation de position hypocentrale obtenue par l'un et l'autre des modèles de vitesse n'excède pas 50 m. Néanmoins, pour plusieurs événements, la variation atteint 1 km (Grasso, communication personnelle, 1995). Cet exemple tend à démontrer que, même avec des structures de vitesse très bien connues, la localisation sismique n'est pas fiable à 100%. La plupart du temps, l'incertitude sur la structure de vitesse ne permet pas d'avoir accès à des géomètres fines de localisation, excepté lors de relocalisations relatives.

III-3.1 Technique de localisation des séismes

En général, on considère que pour obtenir une détermination hypocentrale fiable, un séisme doit être enregistré par un minimum de stations (par exemple, Uhrhammer, 1980), et la maille moyenne du réseau doit être inférieure au double de la profondeur escomptée du séisme (James et al., 1969). Pour être plus précis, un des critères clé de la fiabilité de la localisation est le rapport profondeur du séisme-distance épicentre à la station la plus proche (James et al., 1969; Lee et al., 1971); pour des valeurs de ce rapport inférieures à 2, la profondeur hypocentrale est généralement bien contrainte. Compte-tenu de la maille moyenne du réseau installé (4 à 13 km) (Figure III.1), on peut en conclure qu'excepté pour les séismes les plus superficiels ($z \leq 2$ ou 3 km), la profondeur hypocentrale est bien contrainte. L'utilisation des temps d'arrivées des ondes S peut améliorer de façon cruciale la précision de la localisation (par exemple, Gomberg et al., 1990). Dans une synthèse des résultats sur cette question, Gomberg et al. (1990) montrent que l'utilisation d'une phase S enregistrée par une station proche de l'épicentre (distance station-épicentre inférieure à 1.4 fois la profondeur du séisme) est très contraignante pour la localisation hypocentrale. En outre, Gomberg et al. (1990) démontrent qu'une localisation plus précise ne se caractérise pas forcément par une diminution des incertitudes estimées mathématiquement. Cette conclusion souligne l'intérêt, en terme de fiabilité des localisations sismiques, d'une connaissance a priori de la structure de vitesse de la région étudiée par rapport à la méthode consistant à rechercher la structure de vitesse expliquant le mieux les données.

Les hypocentres ont été déterminés à l'aide d'une version modifiée par Fréchet et Glot (1986) du programme HYPO71 (Lee et Lahr, 1975). Ce programme utilise un modèle de vitesse en couches planes, horizontales et homogènes et procède par minimisation des différences entre les temps d'arrivés mesurés et calculés. Il autorise l'utilisation simultanée des temps d'arrivée des ondes P et des ondes S. Il calcule des paramètres statistiques liés aux erreurs mathématiques au cours du processus d'inversion: le rms, l'erh et l'erz. Le rms (root mean square) est la racine carré de la moyenne des carrés des résidus de temps (différence entre

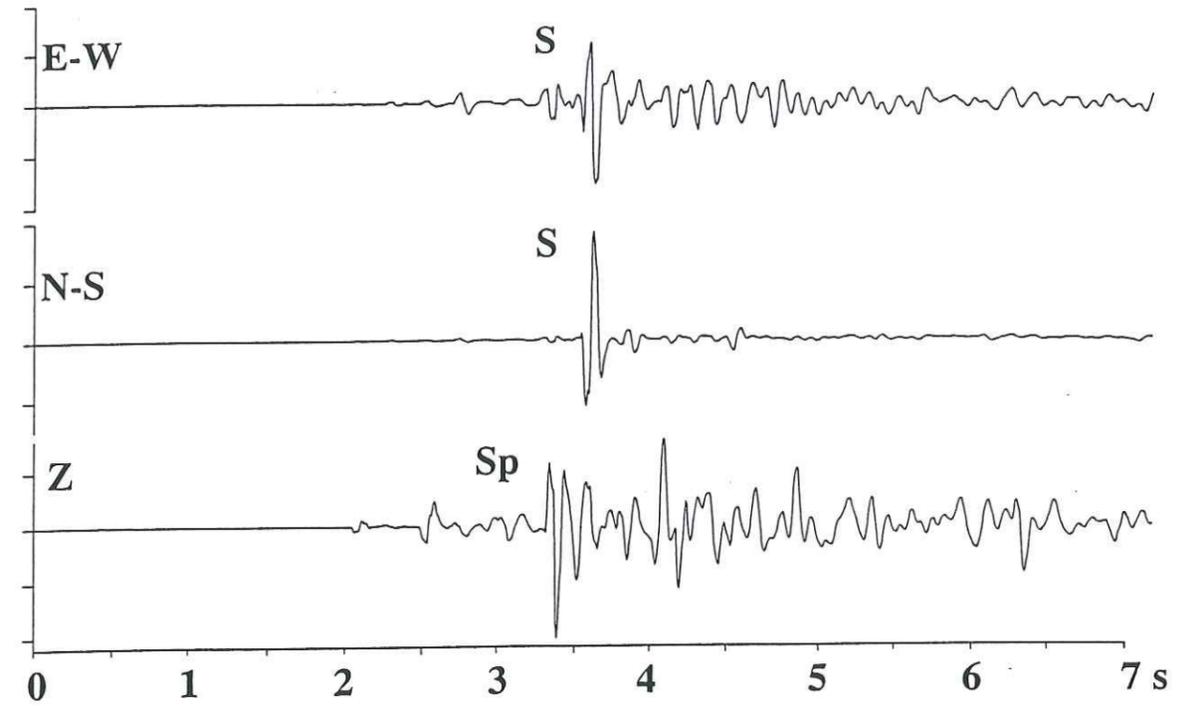


Figure III.4: Sismogramme synthétique (en vitesse) calculé à partir du modèle de vitesse utilisé. La phase Sp est nettement visible sur la composante verticale

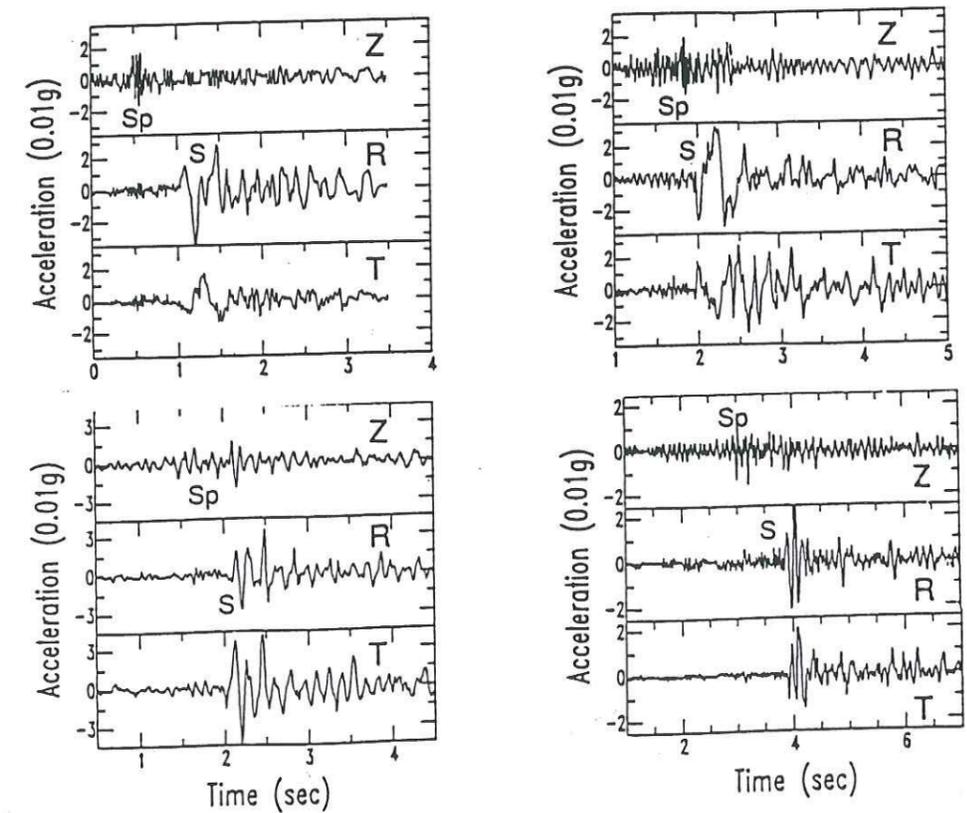


Figure III.5: Accélérogrammes locaux de répliques au séisme du 19 mars 1984 à Gazli. Les composantes verticales (Z), radiales (R) et transverses (T) sont indiquées ainsi que les phases S et Sp (d'après Clouser et Langston, 1991)

le temps observé et le temps calculé). L'ersh et l'erz sont respectivement les erreurs standards horizontales et verticales.

III-3.2 Modèle de vitesse

Le modèle de vitesse (Tableau III.1) utilisé est bien contraint, ce qui reste rare dans le cadre d'une surveillance sismologique temporaire. Cette connaissance vient de deux profils sismiques (Davydova, 1975) et des données recueillies au cours de l'exploration et l'exploitation du gaz. Une section stratigraphique précise est ainsi disponible jusqu'au socle (Pletnev et al., 1977). Ce modèle de vitesse, déjà utilisé par plusieurs études (par exemple, Hartzell, 1980, Eyidogan et al., 1985) est caractérisé par une discontinuité de Mohorovicic (le Moho) à 41 km de profondeur et une couche sédimentaire de 1400 m d'épaisseur.

La variation d'impédance acoustique à l'interface située à 1.4 km de profondeur est théoriquement responsable d'une forte conversion des ondes S en P (Figure III.4). De plus, la couche sédimentaire présente des atténuations beaucoup plus fortes pour les ondes cisailantes que les ondes de compression (Clouser et Langston, 1991), ce qui conduit à une phase secondaire unique et clairement lisible sur les sismogrammes synthétiques verticaux (Figure III.4). Des enregistrements accélérométriques trois composantes de répliques au séisme majeur de 1984 montrent sans équivoque, que sur la composante verticale, la phase Sp est la seule arrivée secondaire visible (Figure III.5) (Oulomova et al., 1979, Clouser et Langston, 1991), conformément aux résultats obtenus par simulation (Figure III.4). Cette particularité, liée à la structure du bassin sédimentaire, est particulièrement intéressante pour une étude de sismicité locale à l'aide de sismomètres verticaux. En effet, la lecture des ondes S sur les sismomètres verticaux est, contrairement à la lecture des ondes P, peu précise. Dans la région épiscopale de Gazli, l'arrivée secondaire est elle aussi une onde de compression. De ce fait, elle peut être lue avec une précision équivalente aux ondes P, améliorant ainsi significativement la qualité des localisations.

Bien que la différence de temps entre les phases S et Sp réelles (mesurée sur les accélérogrammes trois composantes par Clouser et Langston, 1991) s'écarte de la valeur brute prédite par le modèle de vitesse, soit environ 0.4 seconde pour une incidence verticale (Figure III.5), Clouser et Langston (1991) montrent qu'il est possible de définir trois modèles de vitesse très proches du modèle initial permettant d'expliquer ces écarts de temps entre les phases S et Sp. La plus grosse variation de profondeur d'interface que postule ces modèles se situe à plusieurs dizaines de km au Nord du réseau temporaire de 1991, avec une profondeur de l'interface de 2.1 km. En fait, sous le réseau de 1991, les variations de profondeur de l'interface socle-sédiments ne dépassent pas 200 m (Zunnonov et al., 1974; Krestnikov et al., 1980, Clouser et Langston, 1991), c'est pourquoi, l'approximation de la structure de vitesse par un modèle en couche plane semble, en toute logique, valide.

III-3.3 Méthode de détermination du rapport de vitesse

Nous avons vu dans le paragraphe précédent que les arrivées secondaires très nettes observées sur les sismomètres verticaux étaient des phases Sp. Le rapport de vitesse des arrivées primaires sur la vitesse des arrivées secondaires, nécessaire au processus de localisation, sera inférieur au rapport V_p/V_s . En pratique, le rapport utilisé lors de la localisation est déterminé à partir de diagrammes $t_i^p - t_j^p$, $t_i^s - t_j^s$ (Châtelain et al., 1980); $t_i^p - t_j^p$ et $t_i^s - t_j^s$ sont respectivement la différence de temps d'arrivée des ondes P et des ondes S d'un séisme donné aux stations i et j. Cette méthode, qui s'affranchit du temps origine du séisme, fait l'hypothèse que les ondes P et S suivent des trajets de même longueur.

III-3.4 Variation du rapport des vitesses et localisation

Nicholson et Simpson (1985) montrent que le rapport V_p/V_s décroît généralement avec la profondeur. Cette décroissance, rapide dans les tout premiers km, a été mesurée sur plusieurs sites. Par exemple, à Toktogul (Kirghistan), le rapport de vitesse entre ondes de compression

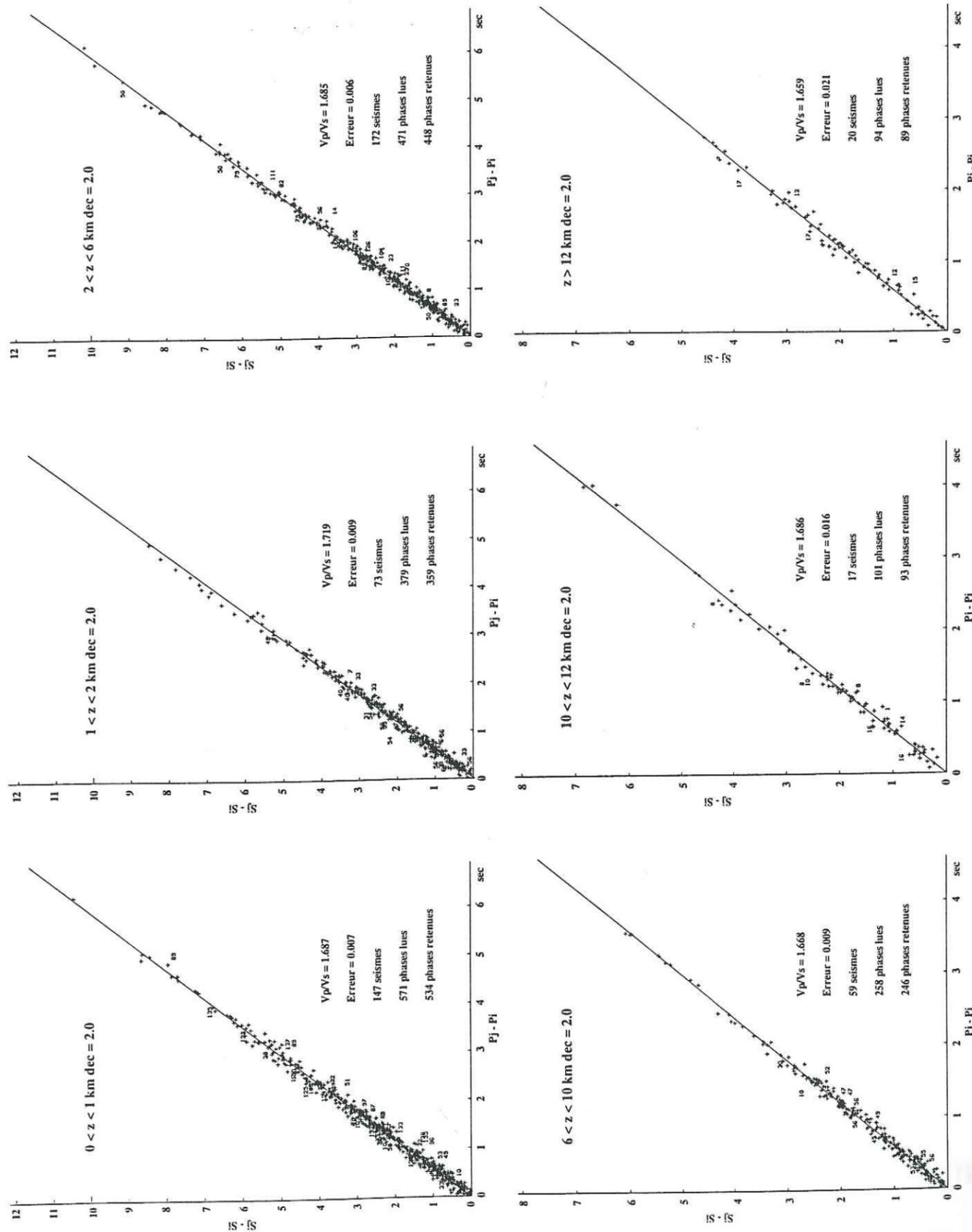


Figure III.6: Détermination du rapport V_p/V_{sp} obtenu par moindres carrés pour différente classe de profondeur. Dans un premier temps une régression linéaire est réalisée sur tous les points. Les points s'écartant de plus de "dec." fois l'écart type moyen sont éliminés de la régression finale. Les points exclus sont indiqués par le numéro attribué au séisme correspondant.

et ondes de cisaillement passe de 1.90 en surface à 1.66 en dessous de 20 km (Nicholson et Simpson, 1985).

Les enregistrements verticaux de séismes locaux à Gazli présentent une nette phase S_p qui devrait arriver, d'après le modèle local de vitesse, environ 0.4 seconde avant la phase S. Dans le cas d'une incidence verticale, et d'un rapport V_p/V_s constant, on peut écrire très simplement les variations du rapport de vitesse V_p/V_{sp} en fonction de la profondeur hypocentrale z et la profondeur d de l'interface à laquelle se produit la conversion de S en P:

$$\frac{V_p}{V_{sp}} = \frac{V_p}{V_s} \frac{(z-d)+d}{z} \quad \text{pour } z > d$$

$$\frac{V_{p1}}{V_{sp}} = \frac{V_{p1}}{V_{s1}} \frac{(z-d)+d}{z}$$

(III.1)

Handwritten note: $V_p/V_{sp} = \frac{1}{z} \left[\frac{V_p}{V_s} (z-d) + d \right]$

L'équation (III.1) montre que, pour un rai d'incidence verticale, même si le rapport V_p/V_s est constant, le rapport V_p/V_{sp} varie avec la profondeur hypocentrale de 1.0 pour un hypocentre situé juste sous l'interface donnant lieu à la conversion ($z = d$), à V_p/V_s pour une profondeur hypocentrale très supérieure à d ($z \gg d$) ou inférieure à d .

Afin d'améliorer la fiabilité des localisations sismiques, nous nous proposons d'estimer, à partir des enregistrements sismiques les variations du rapport des vitesses. Dans un premier temps, l'ensemble des données disponibles permet de déterminer le rapport V_p/V_{sp} moyen (1.68). A partir de cette valeur une première localisation hypocentrale est calculée. Dans un second temps, le rapport V_p/V_{sp} est calculé pour différents intervalles de profondeur. Les résultats de cette estimation sont reportés figure III.6. Trois valeurs différentes du rapport des vitesses sont ainsi calculées: 1.66, 1.69 et 1.72. La position hypocentrale de chaque séisme est alors recalculée avec le nouveau rapport de vitesse.

III-4 Résultats de la campagne de 1991

Pour déterminer les solutions focales, nous utiliserons le programme FPFIT (Reasenberget Oppenheimer, 1985). Une description des performances de ce programme, et notamment une comparaison par rapport à une détermination manuelle des mécanismes focaux, est disponible (voir Amorèse, 1993).

Complexity of Intracontinental seismic faultings: the Gazli, Uzbekistan sequence

R. Bossu, J.-R. Grasso, L. M. Plotnikova, B. Nurtaev, J. Frechet and M. Moisy

Article soumis à Bull. Seism. Soc. Am.

Complexity of Intracontinental seismic faultings: the Gazli, Uzbekistan sequence.

R. Bossu¹, J. R. Grasso¹, L. M. Plotnikova², B. Nurtaev², J. Frechet¹ and M. Moisy¹

¹LGIT, Grenoble Observatory, B.P. 53X, 38041 Grenoble Cedex France

²LIS, Academy of Sciences, 3 Kurshid Str., 700128, Tashkent, Uzbekistan

Abstract

Reconnaissance of seismic activity in the area of the three Ms~7 Gazli earthquakes (April 8 and May 17, 1976 and March 19, 1984) was carried out during May-June 1991 as part of a collaborative program between the University of Grenoble and the Academy of Sciences of the Uzbek Republic. More than 300 events ($-0.3 < M_l < 4.0$) recorded by at least 6 stations were located using an array of 16 seismic stations. We study this 70 x 50 Km area using (i) seismic activity recorded for the 15 years following the 1976, Ms~7 sequence, and 7 years after the last mainshock, (ii) the rupture planes of the 3 main shocks deduced from geodetic data (iii) fault patterns deduced from satellite images, and (iv) location by the Uzbek network of the main aftershock activity and the available focal mechanisms. The seismicity recorded in 1991 is located mainly at shallow depth but both 1991 hypocenter locations and geodetic fault planes appears to be bounded by a critical 20 to 25 km depth, i.e. the thickness we propose for the local brittle crust. Most of the earthquakes located by the 1991 dense seismic survey were located southward of the 1984 geodetically determined rupture plane and this seismic activity does not exhibit any link with the 1976 mainshocks. Since the onset of the sequence, on April 1976, the seismicity has unilaterally migrated 90 km along a N240E direction. There are no simple mechanisms to explain this overall migration, even taking into account the potential role of the exploitation of a local gas field. The direction defined by the epicenters of the greatest events of the 1976-1993 period is correlated with the direction of one of the main structural populations. We propose that this seismic fault population represent a structurally immature fault zone that could explain

both the occurrence of 3 major earthquakes and the variety of seismic fault plane orientations within the immature fault network.

Introduction

The Gazli area, in western Uzbekistan, is part of the Asian platform considered to have experienced very weak Tertiary deformation (Figure 1) (Jackson and McKenzie, 1984). However, in this area of previously estimated low seismic hazard, three severe thrust earthquakes of $M_s \sim 7$ (M.S.K. Intensity=9-10) occurred on April 8, 1976 (1976a), May 17, 1976 (1976b) and March 19, 1984 (Eyidogan et al. 1985). The three mainshock epicenters are located within 40 km distance of each others (Figure 2a). At a regional scale the tectonics of the area is associated with the Arabia and India collisions into Asia which occurred respectively about 50 and 25 Ma (Figure 1) (Tapponnier et al., 1981). The Pamir/Tien-Shan deformation zone begins 300 km of Gazli, while 300 km to the Southwest is the Kopeth-Dag thrust front. North of Gazli is the Ural Tien-Shan suture of Permian age, a major weakness zone reactivated during the Tertiary. Hence, while the Gazli seismic sequence occurred in an intracontinental region that has exhibited low seismic activity over the last few centuries (Kondorskoya and Shebalin, 1977; Kristy et al., 1980), the area is bounded by some major and active tectonic zones. The location of the three mainshocks and their rupture planes have been constrained recently using geodetic data (Amorèse and Grasso, 1995; Amorèse et al., 1995). All large and intermediate ($K \geq 13.5$) events of the area, whose focal mechanisms are available have a large component of thrust faulting, but they exhibit various focal plane orientations (Figure 3) that argue for a local complexity of earthquakes mechanics and faultings. The other key point of the Gazli seismicity is the unilateral migration of seismicity since the 1976 onset of the seismic sequence. The purpose of this study is to use 15 years of seismicity recorded since the onset of the seismic sequence by the local and regional Uzbek network and the fault patterns deduced from satellite images, to constrain the spatial and temporal organization of seismic faults in this isolated seismic area. Because the unilateral migration of the Gazli seismicity appears to follow one of the main

structural populations, we propose that the Gazli seismic fault populations underline a immature fault zone. Within such an immature fault network, energy partitioning for three $M = 7$ earthquakes appears as a more efficient system than the energy release by a single $M \geq 7.3$ mainshock when the lack of available large faults inhibits the propagation of a possible large earthquake.

Data

Earthquake location in the 1970-1990 period

We analyse the space and time seismicity in the Gazli area by using the earthquake locations of the Uzbek network (former local USSR network) on the 1970-1993 period, and the data of a temporary network that operates in the Gazli region during May-June 1991.

To recover the temporal pattern of the Gazli region seismicity, within a catalog of 7000 events, we select the largest earthquakes ($K \geq 13.5$) that occurred in the vicinity of Gazli. Parameters of largest event in region are defined on Table 1. K , the energy class, is a magnitude measure related to magnitude M by $K = 1.7 M + 4.2$. The accuracy of epicentral determination is estimated to be better than 5 km for quality "a" events. For the quality "b" events it is estimated to be on the order of 8 km. Events 2 to 11 are selected according to a $K \geq 13.5$ ($M \geq 5.4$) criteria. Two events satisfying this criteria are disregarded (and not presented here) because of their poorly constrained epicentral locations (They occurred on March, 19 1984 respectively at 21h 04 min and 21h 21 min; The local seismic activity was very high at this time so that the first arrival times were often unreadable). Event number 1, $K = 11$, is included in the analysis as being the main foreshock of the sequence, and event number 12, $K=12.4$, is included in the analysis as the last recorded intermediate shock in the area. Amorèse et al., (1995) have determined fault planes by geodetic inversion (Table 2); focal mechanisms determined by the Uzbek network are determined from P-wave first motion polarities: 102 first motion polarities are used for the 06/04/78 event and 22 for the 05/25/94 one.

Local geologic setting and May-June 1991 hypocenter location

Field work was carried out from May 17 to June 26, 1991. Storms and high temperatures led us to install stations underground (the digital stations have a 70° C operational limit). The equipment consisted of 7 MEQ-800 "smoked paper" seismographs and 10 digital CEIS Lithoscope seismographs (Poupinet et al., 1989). The digital one-component seismic event detector consisted of a vertical 1Hz seismometer, a gain-ranging amplifier and a microcomputing board. To store each seismogram we used a 12 bit A/D conversion and a digitization rate of 100 points per second. Instruments were installed at 16 sites (Figure 2a) chosen to cover the locations of recent $M_L > 2.5$ events provided by the Uzbek network (Figure 2b). Standard GPS receivers provided common clock and absolute spatial positioning of the network. The receivers were placed on "sand-loam", with the seismometers installed at an average depth of 1 m. The stations operated continuously over the entire period, except for the western-most site that operated from May 25 th.

With an average elevation of 100 to 200 m, the Gazli region is underlain by a Mezo-Cenozoic basin filled with interbedded clay (shale) sandstone overlying Paleozoic schist, as deduced from borehole data (Grasso, 1993). The basement is nearly horizontal beneath the seismological network with a depth of 1.4 Km (Krestnikov et al., 1980; Zunnonov et al., 1974). Oulomova et al. (1979) and Clouser and Langston (1991) show, from three components seismograms, that a sharp S to P conversion (Sp wave) takes place at the bedrock-sediment interface and that S phases are more attenuated than P phases in the sediment layers. These two points lead to a unique and strong secondary arrival phase (Sp phase) on vertical seismometers (Oulomova et al., 1979; Clouser and Langston, 1991).

The hypocenters were located using a layered crust model (Table 3) which has been used in several other studies concerning the Gazli area (Clouser and Langston, 1991; Eyidogan et al., 1985; Hartzell, 1980). This model is based on "Deep Seismic Sounding" (Davydova et al., 1975) and local geology (Pletnev et al., 1977). For earthquake locations we use both P and Sp phases and variations of primary to secondary velocity ratio with

depth in order to improve the depth location and stability in hypocenter determination as proposed by Nicholson and Simpson (1984). Firstly, the events are located using the mean V_p/V_{Sp} : 1.69 (determined from all the recorded events using the $t_i^P - t_j^P$, $t_i^S - t_j^S$ diagrams (Châtelain, 1978)). Then, the variations of V_p/V_{Sp} ratio with depth are investigated. Three values of V_p/V_{Sp} have been determined: 1.66 ($6 < z < 10$, $z > 12$ km); 1.69 ($0 < z < 1$, $2 < z < 6$, $10 < z < 12$ km); 1.72 ($1 < z < 2$ km) and are used for relocations in each respective range. Among more than 500 events, 301 events, ranging in depth from near the surface to 25 km (Figure 2b) were selected according to the following criteria: (i) The event was recorded by at least 6 stations; (ii) Hypocentral variation was less than 3 km when the initial trial depth was varied from 5 to 15 km; (iii) The root mean square error was less than 0.35 s. The accuracy of the location is estimated to be 3 Km.

The threshold detection for catalog completeness during May-June 1991 is estimated to $M_L = 1.0$ using the low magnitude crossover for frequency-size distribution of earthquakes (Figure 2c)

Because there is a discrepancy between International Seismological Center epicenters and Uzbek location for mainshocks, and because the former locations disagree with geodetic epicenters, we used the May-June 1991 field experiment to calibrate the earthquake locations. The relative locations of the 12 shocks located simultaneously by the 1991 temporary network and the permanent uzbek network shows a misfit and a eastward bias of the uzbek location function of the magnitude of the event (Figure 4). For magnitude larger than 2.5 event the bias is less than 10 km. It quantitatively supports the calibrated 5-8 km epicentral location accuracy for events greater than $M = 3.0$ of the uzbek location (Figure 4).

The 45 best focal solutions ($-0.1 \leq M_L \leq 3.2$) were selected according to a maximum of one discrepancy in observations and numerically estimated uncertainty in strike of less than 30 degrees using the FPFIT program (Reasenberg and Oppenheimer, 1985). Figure 5 shows that all solutions, except one which is a pure normal fault, have strike-slip or/and thrust components (see appendix 1 for detailed plots). The average compression direction appears to be WNW-ESE and nearly horizontal. This suggests a stress field

dominated by WNW-ESE compression in agreement with the P axes of the 1976a and 1984 mainshocks and with local stress tensor calculation (Amorèse and Grasso, 1995).

Structural setting

Analysis of satellite images (SPOT 89, LANDSAT MSS 73, 76, 80) are the basic tools that allow us to map the local fault patterns of the area. The basement faults are selected using (i) A minimum kilometric order of magnitude for the width of the shearing zone, (ii) The reported evidence for splay faults, (iii) The self organization of kinematics between major shearing band and splay faults, and the lack of simple elevation pattern close to these discontinuities. Two main families of structural features are observed: strike-slip structures oriented roughly N120E and structures having a thrust component striking roughly N60E (Figure 2a).

The relationships between the three mainshock geodetic fault planes and the structural features are not obvious. The azimuth of the 1976a geodetic plane appreciably differs from strike of the structural features located in its rupture terminus area, despite that the dip direction is the same (Figure 2a). Five kilometers south of the surface projection of the rupture terminus for the 1976b event, there is a structural feature whose azimuth and dip direction are in good agreement with the result of the geodetic inversion. However, the offset between the intersection of the geodetic plane with the surface and this structural feature is 2 to 3 km (assuming the geodetic value for the dip of the plane and the rupture terminus). The 1984 geodetic rupture plane, which is the better constrained, cannot be related to any features deduced from satellite image analysis (Figure 2a).

1976-1994 migration of seismicity and complex faulting

Eyidogan et al. (1985) have noticed that the three largest earthquakes of Gazli area show clear migration in space and time: the earthquake episode started with the event of the 8 April 1976 and migrated toward the west south-west. The Uzbek catalog of local seismicity enables us to detail features of this migration.

The parameters of the largest events of the area, from the first recorded event in the area in 1975, to the last intermediate shock in 1994, are shown in Table 1. The first mainshock on April 8, 1976 (1976a) was preceded by 14 small events ($7.2 \leq K \leq 11$, or $2 \leq M \leq 4$), occurring since May, 1969 in a 60 km radius circle centered on the 1976a epicenter. Nine of the fourteen recorded foreshocks were located around thirty to forty km easterward or northeastward of the 1976a epicenter (Figure 6). The International Seismological Center epicenter for the largest event, (occurring on April, 13 1975; event 1, Table 1) is located 80 km N55E of 1976a mainshock epicenter. According to the Uzbek catalog, this event is located about 30 km N65E of the same 1976a epicenter (Figure 6). Although the absolute location of this event is not well controlled, it can be concluded that the greatest foreshock of the Gazli sequence was located at a few tens of km in a N60E direction from the 1976a mainshock epicenter.

Generally, from the 1975 event (event number 1 in Table 1) to the aftershock of the 1984 mainshock on March, 20 (event number 11 in Table 1), the epicenters have migrated 90 km in a SW direction. One of the two major fault orientations derived from satellite image analysis, the N60E direction, correlates to the direction of this observed migration (Figure 3). The spatial distribution of seismic energy released during the 6 weeks following the 84 mainshock clearly show that seismicity is mainly localised along this structure oriented N60E (Figure 7). However, taking into account the focal mechanisms available, it seems clear that several faults, with different orientations, have been seismically activated during the sequence (Figure 3). The location of the March, 20 1984 aftershock (event 11 Table 1) and the southwest-northeast orientation of its focal planes (Figure 3) argue that this event occurred along a fault parallel to the overall trend in seismicity. The last intermediate event in the Gazli area in May 1994 (event 12 Table 1) is also located in this area, but its focal planes orientation differs significantly from the N60E direction (Figure 3). This indicates that the observed migration follows one of the major fault structure trends. But, this structure localize complex faulting along variously oriented fault planes (Figure 3).

The NE-SW migration inferred from the epicentral distribution of the largest events (Figure 3) is enhanced by the space-time plot along the N60E direction of the seismic

activity presented in Table 1 and of the 701 smaller shocks (with $K > 9.5$; $M > 3$) in the 1975-1985 period (Figure 8). The annual average location of the 701 smaller events follows the same trends as the large and intermediate events. During the 1991 two month survey, no earthquakes occurred in the 1976a epicentral area and very few in the 1976b one. The location of the last intermediate shock in May 1994, $m_b=5.2$ (Figure 3) and the location of seismicity recorded in 1991 relative to the 1984 aftershock activity (Figure 2a, 3 and 7) suggest that the migration has drastically slow down or has stopped since the last mainshock in 1984.

Earthquake distribution and focal mechanism organization, May-June, 1991

Knowledge of the rupture geometry deduced from co-seismic vertical and horizontal displacements data for the three mainshocks (Amorèse and Grasso, 1995; Amorèse et al. 1995) allows a detailed analysis of the relationship between the 1991 field survey seismicity and the three mainshocks. Estimations of these parameters are more tightly constrained for the May, 17 1976 and the March, 19 1984 events than for the April 8, 1976 one (Table 2) (Amorèse et al., 1995).

When comparing the distribution of seismic activity ($-0.3 \leq M_L \leq 4.0$) determined by the May-June 1991 survey and the location of the 3 mainshocks, one notices that no earthquakes occur in the epicentral area of the 1976a shock and very few in the 1976b region (Figure 2a) indicating that the seismicity rate in the 1976a epicentral area is much lower than in the 1984 epicentral area. These observed changes in the seismicity rate, closed to the 3 mainshock epicenters, are not induced by the station distribution. The 1991 network was able to detect any $M \geq 1.5-2.0$ event located in the 1976a epicentral area, but as determined by the local Uzbek network, this area has a very low seismicity rate (Figure 2b). This suggests that the 1976a epicentral area has returned to a locked mechanical state. The seismic activity is concentrated south of the 1984 epicentral area from near surface (half of the seismicity is concentrated in the first three kilometers) to 25 km depth (Figure 2d). The geodetic inversion inferred a maximum rupture depth of the

order of 20 km (Amorèse et al., 1995), which correlates well with the maximum depth of the 1991 seismic activity, taking into account the depth uncertainties.

The few epicenters located inside the 1976b mainshock fault plane area are close to the eastern edge of the 1984 fault plane and one can notice that no events are located on the eastern half of the 1976b fault plane area (Figure 2a). These two points suggest that these events are linked to the 1984 shock rather than the 1976b one. In the 1984 epicentral area, the distribution of 1991 epicenters marks the southern part of the geodetically determined 1984 rupture plane (Figure 2a). A cluster of hypocenters is visible above the rupture terminus of the 1984 event, while the 1984 geodetic fault plane is nearly aseismic (Figure 9). These events could be labeled as aftershocks of the 1984 mainshock since it is a fairly common characteristic of aftershock distributions that activity is concentrated around the rupture perimeter or along zones of structural complexity (e.g. Scholtz, 1990). South of the 1984 fault plane, the 1991 seismic activity spreads from the edges of the fault plane 25 Km along a N60E direction which is also clearly defined by some faults in this area visible on the satellite images (Figure 2a) and which is in agreement with the focal plane azimuth of three 1991 thrust events located on this extension (Figure 5). The seismic activity is too sparse and too superficial to define a dip direction in this zone. This extension seems to have localized seismic activity since the March, 19 1984 mainshock. Indeed, the March, 20 1984 aftershock ($K = 13.9$, $M_s = 4.2$) (Table 1), is located on this extension (Figure 3).

The easternmost cluster of epicenters is located near the SE corner of the 1984 fault plane and close to the local gas field (Figure 2a). The epicenters extend from near surface to 15 km in depth (Figure 10). Because of the lack of an obvious planar feature observed in this cluster, a statistical method is used to extract the more likely azimuth defined by these events (Lutz, 1986; Felher et al., 1987). A cross section of the cluster along the more likely azimuth, the N105E direction, shows a 8 km width zone dipping 55° to the South (Figure 10). Inversions of surface displacements indicate that the 1976b fault plane is dipping North (Amorèse and Grasso, 1995; Amorèse et al., 1995) in such a way that this cluster is not directly linked to the geodetic fault plane of the 1976b event. On the other hand, the location of the cluster is correlated with the location of one of the main

aftershock of 1976b event on May, 18 1976 (event #5, Figure 3). The focal mechanism of this event is not available so that the comparison between the observed orientation of the cluster and the orientation of the aftershock focal planes cannot be made. A fault with azimuth N110E is observed by analysis of satellite images in the area of the cluster (Figure 2a), but the orientation of the dip is in disagreement with the observed dip in the cluster (Figure 10). Since the hypocenters on the cross section of the eastern cluster define a south dipping zone, one might expect the focal mechanisms here to show slip along this zone. However, these events display a great deal of variation in focal mechanism. Approximately half of them appear to be compatible with this simple explanation (although they exhibit a different slip direction) (Figure 10). Thus, the focal mechanisms provide moderate support for a planar fault dipping 50° to 60° south. Evidently, the width of the dipping zone implies that all the events do not occur on a unique planar fault. Thus, most of the seismic events apparently represent complex slip on subsidiary structures.

The 1991 observations ($-0.3 \leq M_L \leq 4.0$) show that there is no obvious southwestward migration of seismicity along one of the major fault-structure trends since 1984 (Figure 7 and 2a). Spatially the 1991 seismicity is associated with 1984 mainshock and activation of this fault structure. Eastern most cluster does not define a well defined plane but is dispersed. This eastern cluster dip South -opposite of adjacent 1976b and satellite imaged faults. 1991 focal mechanism are inconsistent supporting that the complexity of faulting ranges from $M=1$ to $M=7$.

Discussion

A lateral migration of the seismic activity in an intracontinental setting has also been observed during the 1976 Tangshan sequence (Nabelek et al., 1987). In this sequence, the mainshock had predominantly strike-slip faulting with a significant component of thrusting (Nabelek et al., 1987). When considering the 6 largest events ($M > 5.0$) of this 1976 Tangshan sequence, one can see a bilateral migration with time of the seismic activity following the larger faults of the area, i.e. the Tangshan fault, the Ninghe-Changli

fault and the Jiyunhe fault (Nabelek et al., 1987). Another well-known example of a systematic migration pattern occurred along the North Anatolian dextral fault between 1939 and 1944. Unlike in the Tangshan sequence, the migration along the North Anatolian fault was unilateral. In this case, 4 large earthquakes in 1939 ($M 8.0$), 1942 ($M 7.3$), 1943 ($M 7.6$), and 1944 ($M 7.6$) occurred, each displaced to the west of the one that preceded it (Richter, 1958). In land areas of Honshu (Japan), where there are no clear active faults, migration of shallow large ($M \geq 6.0$) earthquakes has been observed over the last 60 years with a change of direction of migration after an $M=6.5$ event in 1962 (Mogi, 1992). Migration of seismic activity is not limited to large earthquakes. In the same article Mogi (1992) shows migration of earthquakes of magnitude 1 to 4 in the Suruga Trough. In these different examples the migration velocity does not exhibit a clear dependence on magnitude or any other parameter. The mechanism of such migrations of seismic activity still remains unclear, and if only one mechanism drives all the previous reported examples it must explain velocities ranging from 10 km/yr. to 600 km/yr.

In the case of Gazli, from the first event in the area in 1975 to the south-westernmost large aftershock on the March, 20, 1984, the extent of seismicity is about 90 Km (Figures 3 and 8), which is a short and slow migration compared to the previous examples. Except for the 1984 event, the mainshocks of the sequence have a significant component of strike-slip faulting similar to Tangshan sequence, but, contrary to the Tangshan sequence, only a one sided migration is observed, although several zones of weakness are available on the east side of the sequence (Figure 3).

The diffusion of an increase in pore pressure (e.g. Talwani and Acree, 1984) may be responsible for the migration of seismic activity by decreasing the effective strength of the rocks. However, because the method of fluid injection for secondary recovery has not been used in the Gazli gas field (Grasso, 1993), pore pressure increase and associated migration of a pore pressure front cannot be the only driving mechanism of the observed migration of seismicity. The poroelastic stressing due to the decrease of pore pressure, the effects of the mass of the fluid removed, or the geochemical effect of a large amount of fluid flowing through a porous media may trigger seismicity in some circumstances

(e.g. Grasso, 1993), but they are unlikely to be the cause of the unilateral SW migration of seismicity.

Although, one of the main orientation of structural features in the area fits with the pattern deduced from epicentral distribution, the available fault plane orientations do not correlate with such a single direction. Another point is that there are no major faults in the N60E direction, in contrast to the N120E direction (Figure 3), but instead several smaller faults with average azimuths close to N60E (Figure 2a). Faults are more widely oriented in the N60E population, notably in the dip direction. When considering only the epicentral distribution of largest events, (i.e. at a large scale), a N60E global direction is observed, but, when considering the fault plane orientation, i.e. at a smaller scale, a second order complexity is observed. This complexity is also supported by the 1991 seismic survey where the overall seismicity cannot be simply related to the mainshocks. The fact that Hartzell (1980) found evidence that the 1976b event consisted of multiple subevents (although he did not resolve their individual source parameters) argue for complex faulting to be a characteristic of the area. A possible explanation of this complexity at different scale could be that the structural feature oriented N60E is structurally immature i.e. it has not yet undergone significant net displacement. Such a mechanical behaviour seems plausible in a continental area where the earthquake recurrence rate is low. In this case, the faults are less ordered and more widely oriented (this is analogous to the early stages of a rock deformation experiment). This explanation requires that the larger strike-slip faults oriented N120E (Figure 2a) do not localize the whole deformation. A similar explanation has been proposed for the New Madrid Seismic Zone (Schweig and Ellis, 1994) to reconcile short recurrence intervals with minor deformation. Bent (1994) showed that number of intraplate earthquakes, like 1968 Meckering (Ms 6.8), 1970 Calingiri (Ms 6), 1979 Cadoux (Ms 6.1), 1982 Miramichi (mb 5.7), 1985 Nahanni (Ms 6.6 and 6.9), 1986 Marryat Creek (Ms 5.8), 1988 Tennant Creek (Ms 6.3, 6.4 and 6.7) and 1989 Ungava (Ms 6.3) produced a complex surface rupture. Complex rupture kinematics, that appears as the rule for numerous continental earthquake sequence, maps the lack of simple localisation process to relax seismic energy. Such complexity attests for the lack of local large fault to accommodate the present

tectonic deformations, i.e. a local network of immature faults. A structurally immature fault network is prone to explain that intraplate earthquakes are more likely to produce sequence of events (for e.g. Gazli, New Madrid, Nahanni and Tennant Creek) than interplate earthquakes occurring along well developed fault network like the San Andreas fault system. Because the magnitude of a seismic event would be limited by the size of zones of weakness that could be favorably activated by friction, the maximum seismic energy released during one event would be limited, favoring the occurrence of compound earthquakes and seismic sequences.

Conclusion

Fifteen years after the onset of the Gazli sequence, the seismicity appears independent of the first two mainshocks (1976a and 1976b), implying a locked state for the involved faults. The local brittle thickness, as deduced from both the hypocenter depths and the geodetic fault plane inversion, is 20-25 km. A part of the recorded events are related to the 1984 mainshock, but they are mainly located southward of the 1984 epicentral area. Satellite image analysis determined two populations of structural features in the area. A 90 km migration of the seismic activity along one of the main structural trends at N60E has occurred since the onset of the sequence to 1984. According to the 1991 survey, this migration appears to have nearly disappeared since this date. Although the migration is localized along one of the main structural directions, the focal plane solution indicate a complex of faults along which the events occurred, i.e. there is no single fault plane. We propose that the N60E feature is structurally immature which could explain the complex set of seismic fault orientations along a constant direction of event migration, but a structurally immature feature offers no solution to explain the unilateral migration of the seismicity.

Acknowledgments. The authors thank M. Gaillard, R. Guiguet, F. Guyoton, M. Lambert and P. Volant for their key contribution during field experiment and G. Poupinet, head of the Lithoscope pool for providing us digital stations. This work was supported by the

DBT-Instability program, contribution XXX from INSU, France, The Uzbek Academy of Sciences, and Université Joseph Fourier, Grenoble, France.

Figure captions

Table 1: Parameters of largest event in region. K , the energy class, is a magnitude measure related to magnitude M by $K = 1.7 M + 4.2$. The magnitudes are surface-wave magnitude (s) or body-wave magnitude (b) given by the Bulletin of the International Seismological Center. The quality refers to the location (determined by the Uzbek network).

Table 2: Geodetic fault planes parameters. Values in brackets show the solution domain limit of the considered parameter. The slip is divided among strike slip (U_1 , positive for a sinistral fault) and dip slip (U_2 , positive for a normal fault)

Table 3: Velocity model used in earthquake location.

Figure 1: Schematic tectonic map of the Caspian sea-Himalaya area. Shaded areas are above 2000 m. Large black arrows indicate the current motion of India and Iran relative to Asia. Gazli is located within the Asian platform where weak Tertiary deformation has occurred.

Figure 2a: Seismicity map of the 301 better localized events occurring during the 1991 field survey, seismic network, structural features and the three mainshocks of the sequence. The geodetically determined fault planes of the 1984 and the 1976b mainshocks are represented by their projection on the Earth's surface (the bold lines correspond to the upper sides of the planes). The Uzbek epicentral locations of the mainshocks (crosses) are in good agreement with these geodetically determined fault plane. The dotted line is the contour of the local gas field. The 1991 seismic network consisted of 9 digital CEIS Lithoscope seismographs (Poupinet et al., 1989) (open triangles) and 7 MEQ-800 "smoked paper" seismographs (open squares). One can note

the appropriateness between the seismic network configuration and the seismicity recorded. Main structural features are deduced from satellite images (SPOT 1989, LANDSAT MSS 73, 76, 80) analysis. Structural features can be divided in two main populations: strike-slip structures oriented roughly N120E and structures having a thrust component oriented roughly N60E. The dip direction of the last mentioned is N-NW south of the Bukhara-Ghissar fault, and SE to the north of the fault.

Figure 2b: Location of the 75 largest events ($K \geq 8.6$; $M \geq 2.6$) located by the Uzbek network from the beginning of January 1990 to the end of April 1991.

Figure 2c: Discrete frequency distribution of magnitude for the May-June 1991 seismicity. The dotted line shows an estimation of the completeness magnitude.

Figure 2d: Depth distribution of the May-June 1991 seismicity. Seismicity extends up to 20-25 km depth, but it is mainly located at shallow depth.

Figure 3: Main events in the Gazli area, located by the Uzbek network and their focal mechanism (when available) since the onset of the sequence (the events are reported in Table 2). The diameter of the focal sphere is proportional to the energy class K . The dotted line represents limit of the local gas field.

Figure 4: Difference in epicentral location for the 12 events located by both the Uzbek and 1991 temporal network. The points represent the vectors starting from the 1991 location and ending at the Uzbek location.

Figure 5: Focal mechanisms ($-0.1 \leq M_l \leq 3.2$) (lower hemisphere equal-area projections) and seismicity during May and June 1991. Symbols: solid circles are P-axes; open circles are T-axes. The dotted line represents limit of the local gas field.

Figure 6: Seismic activity recorded since 1969 to April 8, 1976 in a 60 km radius circle centered on the 1976a epicenter. Data from Uzbek network.

Figure 7: Seismic energy released from March, 20 1984 to April, 30 1984 in the Gazli area (1007 events from the Uzbek catalogs). The geodetically determined fault planes of the 1984, the 1976a and 1976b mainshocks are represented by their projection on the Earth surface (the bold lines correspond to the upper sides of the planes). The seismic energy is considered to be proportional to $10^{(1.5*M)}$ (Kanamori and Anderson, 1975) with $M = (K - 4.2)/1.7$. The energy is computed in $2.5 \times 2.5 \text{ km}^2$ areas, normalized to the greatest computed value and interpolated.

Figure 8: Space-time plot for the main events of the Gazli, Uzbekistan, sequence taken along the N60E direction. The solid circles represent the events of Table 2, the gray shading is function of the quality of location (the darkest is the highest quality). The origin of the horizontal scale is arbitrary set at the location of event 1. Crosses represent the yearly average location of the events with $K \geq 9.5$ ($M \geq 3$) from April, 13 1975 to February, 2 1985 (701 events). A 90 km long migration of the seismic activity from east to west is visible. The time span between the events 2 and 10 is nearly 8 years, so the velocity can be estimated to be about 5 km/year.

Figure 9: Cross section along the 1984 geodetically determined fault plane (bold line) (hypocenter located within 10 km from the vertical plane are plotted). Focal mechanisms are represented by side-views. For comparison, the 1984 mainshock focal solution is represented at the left lower corner. Note the deepest located events occur at 26 km.

Figure 10: Cross section of the easternmost cluster along the most likely azimuth (the N105E direction) and sideview of the corresponding focal mechanisms (hypocenter located within 8 km from the vertical plane are plotted). The 1991 hypocenters define a zone dipping 55° - 60° to the south, whereas the 1976b fault plane (represented in perspective) is dipping to the north and does not localize seismicity. The most likely

azimuth has been determined by considering all possible combinations of three events (among the 103 events of the cluster) and calculating the strike of the plane they define. Following Lutz (1986), the histogram, compiled from the data, is normalized by a mean histogram calculated for one hundred set of 103 random points placed randomly inside a region that has the same shape and dimensions as that containing the actual data points (for more details, see Lutz, 1986).

Appendix 1: Single focal mechanism solution (lower equal area projection) determined by FPFIT (Reasenberg and Oppenheimer, 1984). Symbols: solid circle is compression arrival. Open circle is dilatational arrival; z = depth

Amorèse, D., J.-R. Grasso, L.M. Plotnikova, B. Nurtaev and R. Bossu, Rupture kinematics of the three Gazli major earthquakes from vertical and horizontal displacements data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 2, 552-559, 1995.

Amorèse, D. and J.-R. Grasso, Ruptures planes of the Gazli earthquakes deduced from local stress tensor calculus and geodetic data inversion, *J. Geophys. Res.* (accepted), 1995.

Bent, A., The 1989 (Ms 6.3) Ungava, Quebec earthquake: A complex intraplate event, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 4, 1075-1088, 1993.

Châtelain, J., Etude fine de la sismicité en zone de collision continentale au moyen d'un réseau de stations portables: la région Hindu-Kush Pamir, Thèse de 3ème cycle, Université Scientifique Technologique et Médicale de Grenoble, 1978.

Clouser, R. H. and C. A. Langston, Qp-Qs relations in a sedimentary basin using converted phases, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 3, 733-750, 1991.

Davydova, N.I., Y.F. Ivanstov, B.B. Tal-Virskii, A.N. Fursov and Yaroshevskaya, Properties of the deep seated seismic boundaries in western Uzbekistan, in *Seismic properties of the Mohorovicic discontinuity*, edited by Fan, Tashkent, 1975.

Eyidogan, H., J. Nabelek and M.N. Toksoz, The Gazli, USSR, 19 march 1984 earthquake: the mechanism and tectonic implications, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 3, 661-675, 1985.

Fehler, M., L. House and H. Kaieda, Determining planes along which earthquakes occur: Method and application to earthquakes accompanying hydraulic fracturing, *J. Geophys. Res.*, 92, B9, 9407-9414, 1987.

Grasso, J.R., Fluides et instabilités sismiques: implications pour le comportement mécanique de la croûte supérieure, Thèse d'Etat, Université Joseph Fourier, 1993.

Hartzell, S., Faulting process of the May 17, 1976 Gazli, USSR earthquake., *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 5, 1715-1736, 1980.

Jackson, J. and D. McKenzie, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 77, 185-264, 1984.

Kanamori, H. and D. L. Anderson, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 5, 1073-1095

Kondorskoya, N.V. and N.V. Shebalin, *New catalogue of strong earthquakes in the territories of the USSR from ancient times up to 1975*, 535, Ed. Nauka, Moscow, 1977.

Krestinov, V.N., T.P. Belousov and D.V. Shtange, Seismotectonics conditions of the occurrence of the Gazli earthquakes of 1976, *Bull. Acad. Sci. USSR, Earth Physics*, 16, 648-660, 1980.

Kristy, M.J., L.J. Burdick and D.W. Simpson, The focal mechanisms of the Gazli, USSR, earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 5, 1737-1750, 1980.

Lutz, T., An analysis of the orientations of large-scale crustal structures : A statistical method approach based on areal distributions of point-like features, *J. Geophys. Res.*, 91, 421-434, 1986.

Mogi, Some regularities of seismicity patterns: a review, in *Continental earthquakes*, edited by IASPEI publication series for the IDNDR, 3, Seismological press, 576, 1992.

Nabelek, J., W.-P. Chen and H. Yz, The Tangshan earthquake sequence and its implications for the evolution of the North China basin, *J. Geophys. Res.*, 92, B12, 12615-12628, 1987.

Nicholson, C. and D.W. Simpson, Changes in V_p/V_s with depth: implications for appropriate velocity models, improved earthquake locations, and material properties of the upper crust, 75, 4, 1105-1123, 1985.

Oulomova, I.V., R.P. Fadina and T. Merkoulova, Study of foreshocks and aftershocks of the Gazli sequence (in Russian), in *Etudes sismologiques en Ousbekistan*, edited by Fan, Acad. Sci. Uzbekistan, 240, 1979.

Pletnev, K.G., N.V. Shebalin and V.V. Shteinberg, Strong-motion records from the May 1976 Gazli, USSR, earthquakes, *U.S. Geol. Surv. Circular. 762A*, 3-5, 1977.

Poupinet, G., M. Pasquier, M. Vadell and L. Martel, A seismological platform transmitting via meteosat, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 5, 1651-1661, 1989.

Reasenber, P.A. and D. Oppenheimer, FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions, 1985.

Richter, C.F., *Elementary seismology*, Freeman, San Francisco, 768, 1958.

Scholz, C.H., *The mechanics of earthquakes and faulting*, Cambridge University press, 439, 1990.

Schweig, E.S. and M.A. Ellis, Reconciling short recurrence intervals with minor deformation in the New Madrid Seismic zone, *Science*, 264, 1308-1311, 1994.

Talwani, P. and S. Acree, Pore pressure diffusion and the mechanisms of reservoir induced seismicity, *Pageoph*, 122, 947-965, 1984.

Tapponnier, P., M. Mattauer, F. Proust and C. Cassaigneau, Mesozoic ophiolites, sutures, and large scale tectonic movements in Afghanistan, *Earth planet. Sci. Lett.*, 52, 355-371, 1981.

Zunnonov, F.K., M.A. Akhmedzhanov, O.M. Borisov and T. Ergeshev, Geological and geophysical model of the crust in the western Uzbekistan, *Geotectonics*, 1, 28-34, 1974.

Events	Date	Origin Time (UT)	Depth (km)	M (ISC)	K*	Quality	Source of focal mechanism
1	04/13/75	15:02	10.0	4.6b	11	b	
2	04/08/76	02:40	20.0	7.0s	16.0	a	Amorèse et al. (1995)
3	04/08/76	02:59	20.0	6.4s	13.5	b	Amorèse et al. (1995)
4	05/17/76	02:58	13.0	7.0s	17.0	a	
5	05/18/76	04:16	8.0	4.5s	13.6	a	
6	05/28/76	14:05	5.0	4.8s	13.7	a	
7	04/21/77	13:38	10.0	4.9b	14.0	a	CMT
8	07/14/77	05:49	5.0	5.4s	13.5	a	Uzbek Network
9	06/04/78	19:30	15.0	5.7s	15.5	a	Amorèse et al., (1995)
10	03/19/84	20:28	15.0	7.0s	17.0	a	
11	03/20/84	06:28	15.0	4.2s	13.9	a	CMT
12	05/25/94	07:42	5.0	5.2b	12.4	b	Uzbek Network

Table 1

Event	Azimuth (°)	Dip (°)	Length (km)	Width (km)	U ₁ (cm)	U ₂ (cm)
76a	27 (20; 43)	53 (46; 55)	7 (6; 8)	26 (20; 36)	110 (60; 200)	-240 (-210; -290)
76b	267 (265; 268)	58 (55; 62)	22.5 (21; 23)	17 (13; 20)	-90 (-30; -130)	-210 (-190; -240)
84	18.7 (14.7; 19.5)	36 (28; 41)	13.7 (13.3; 15.2)	23.6 (23.2; 24.6)	-10 (-30; 0)	-260 (-280; -240)

Table 2

Thickness (km)	V _p (km/s)
1.4	2.5
10.6	5.9
13.0	6.1
10.0	6.3
6.0	6.4
...	8.0

Table 3

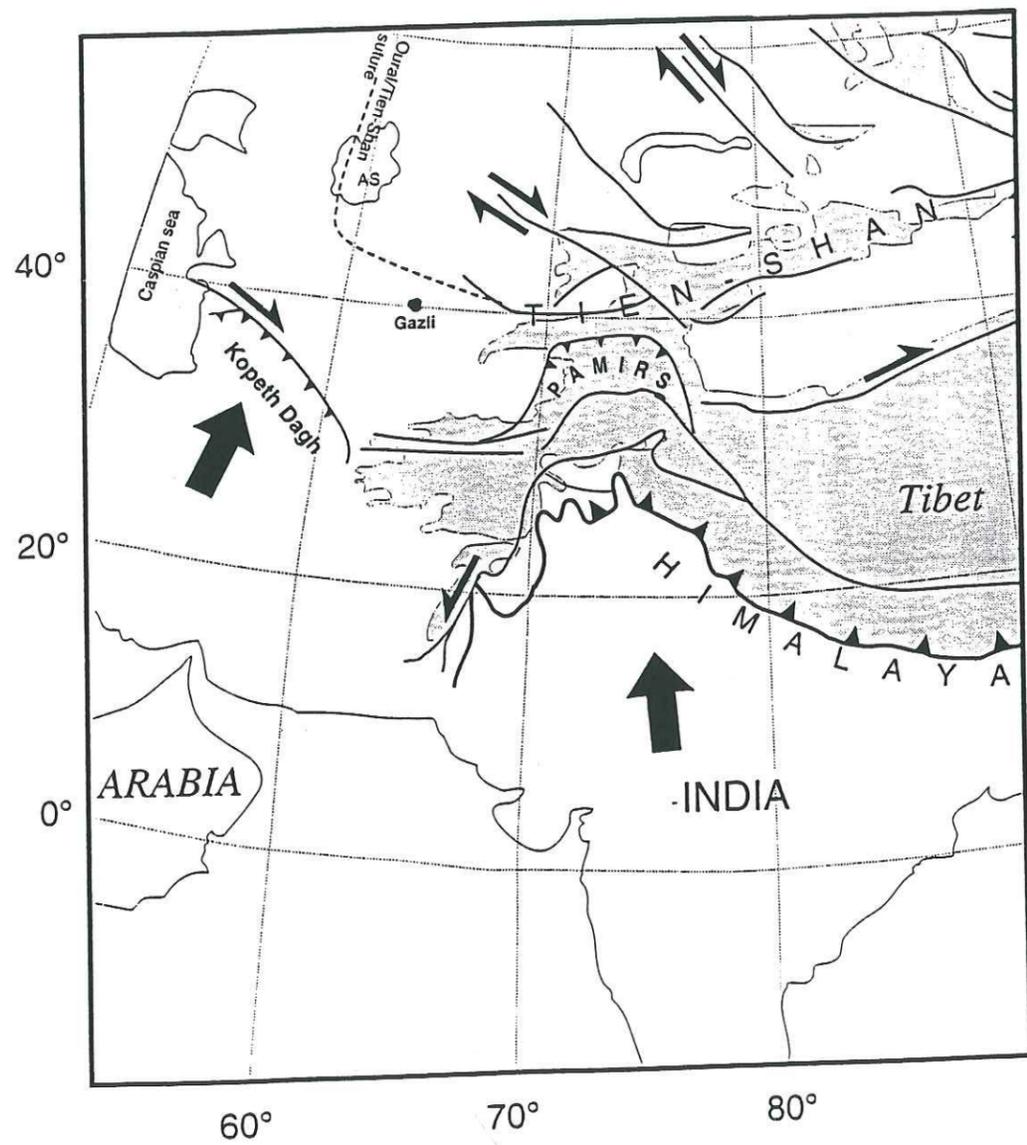


Figure 1

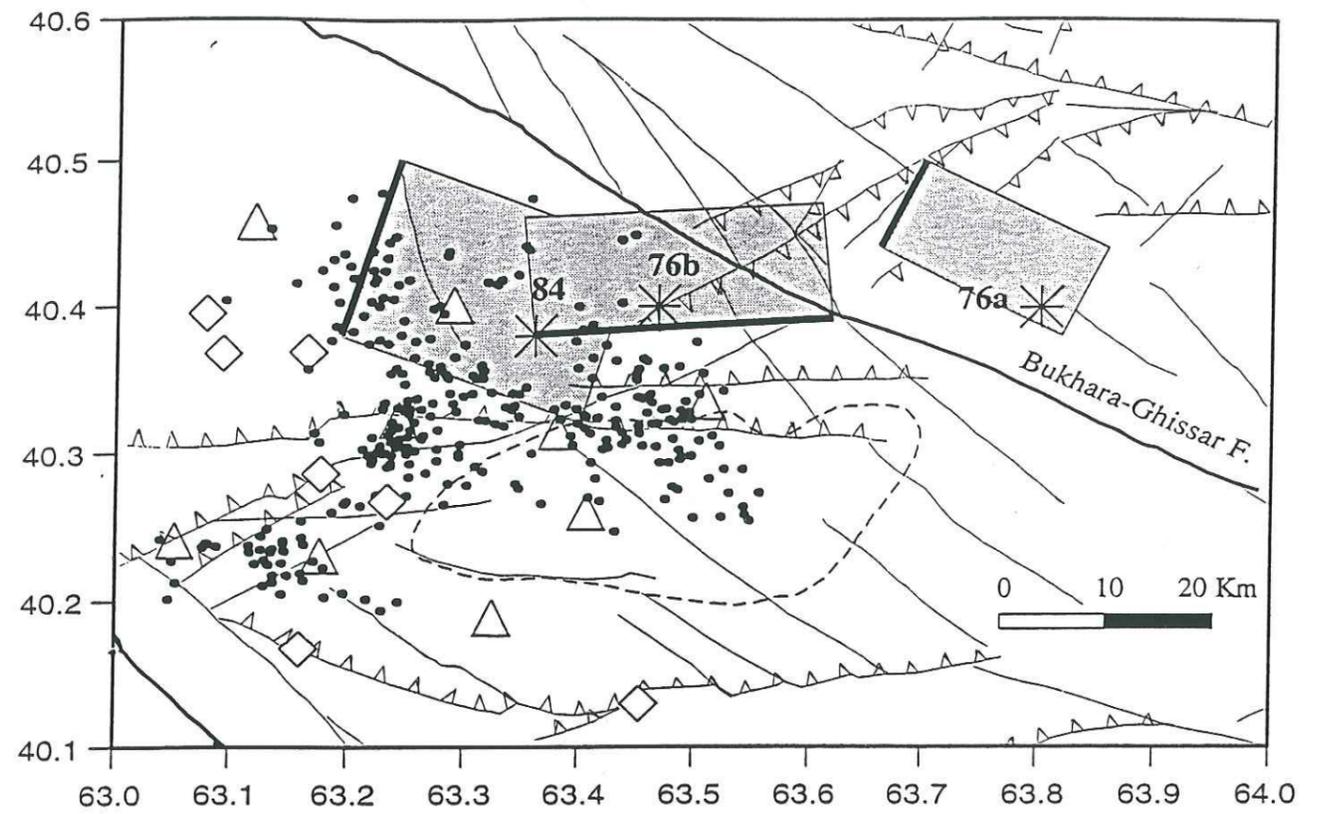


Figure 2a

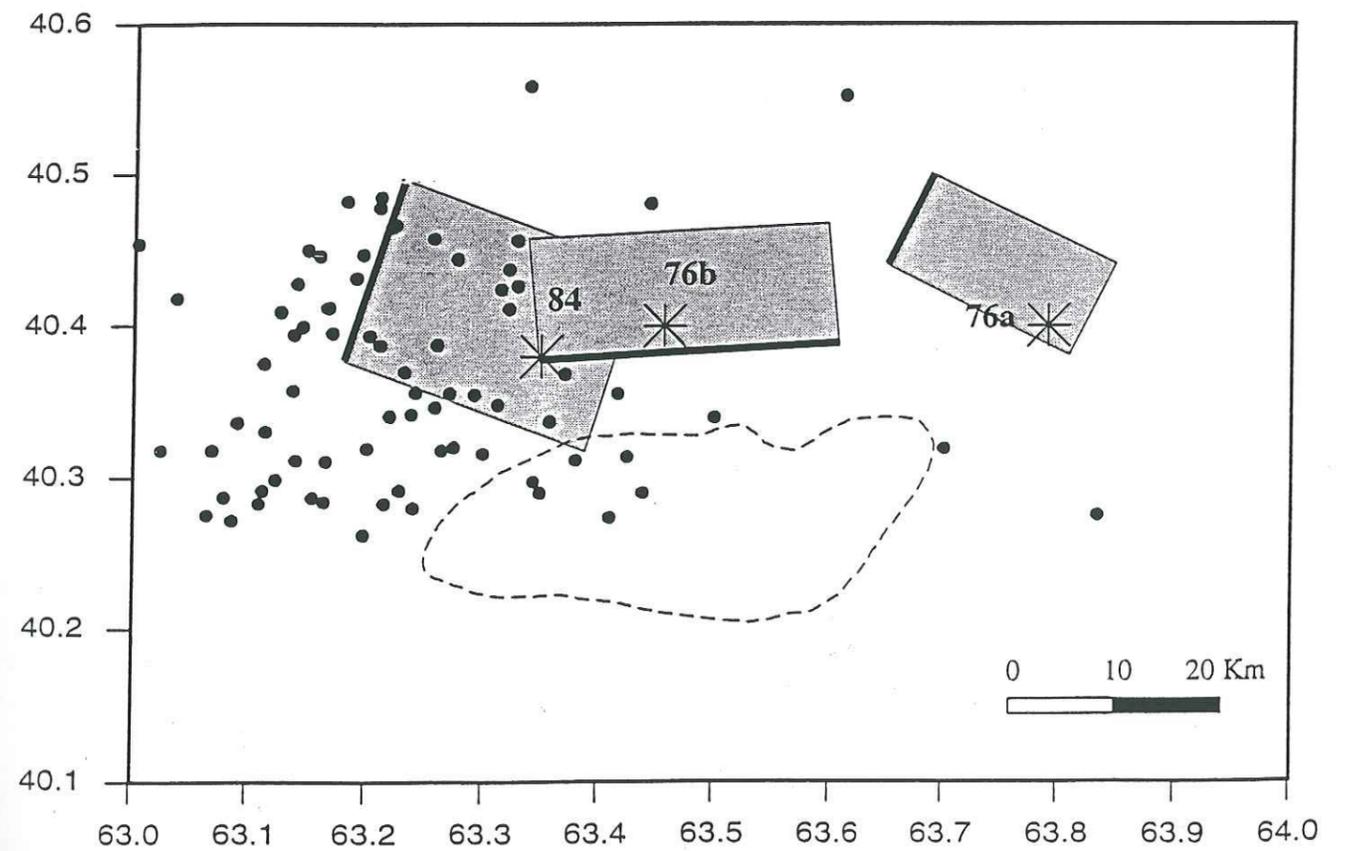


Figure 2b

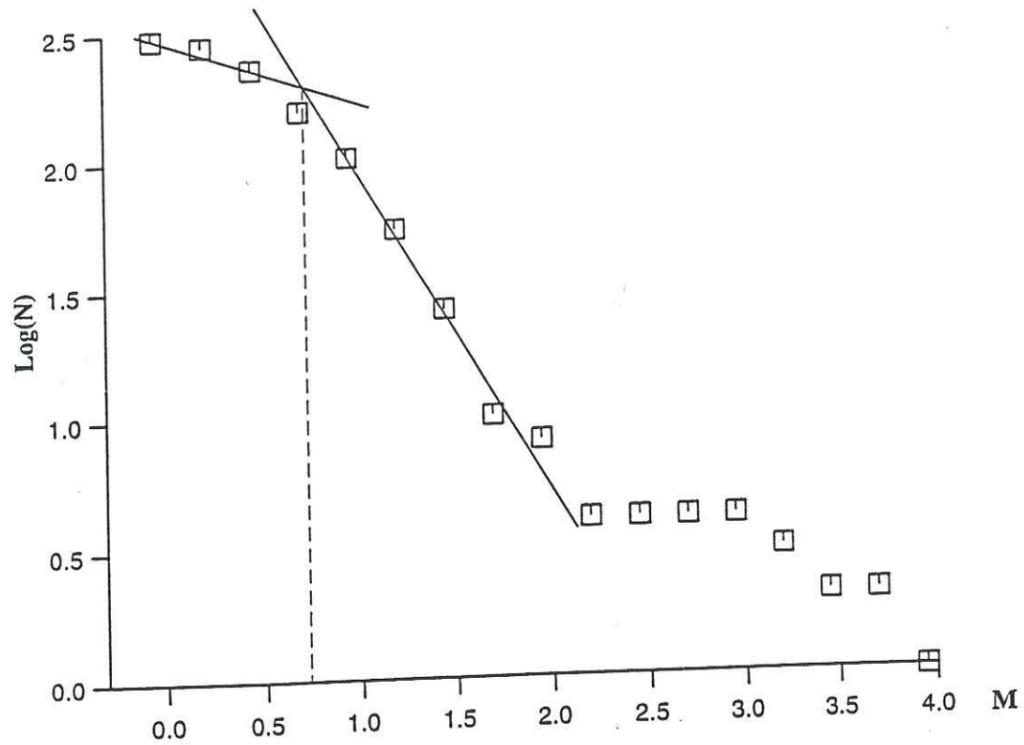


Figure 2c

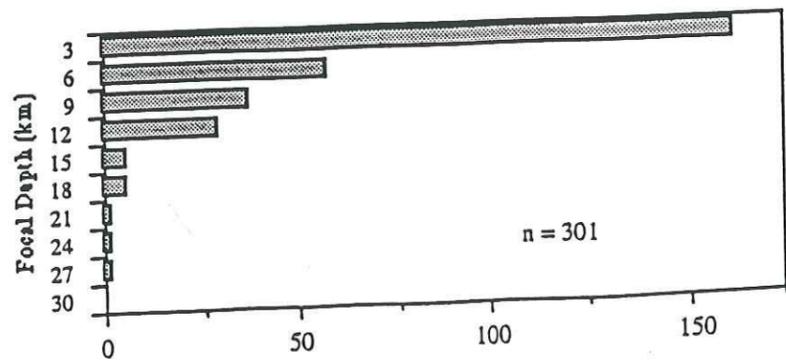


Figure 2d

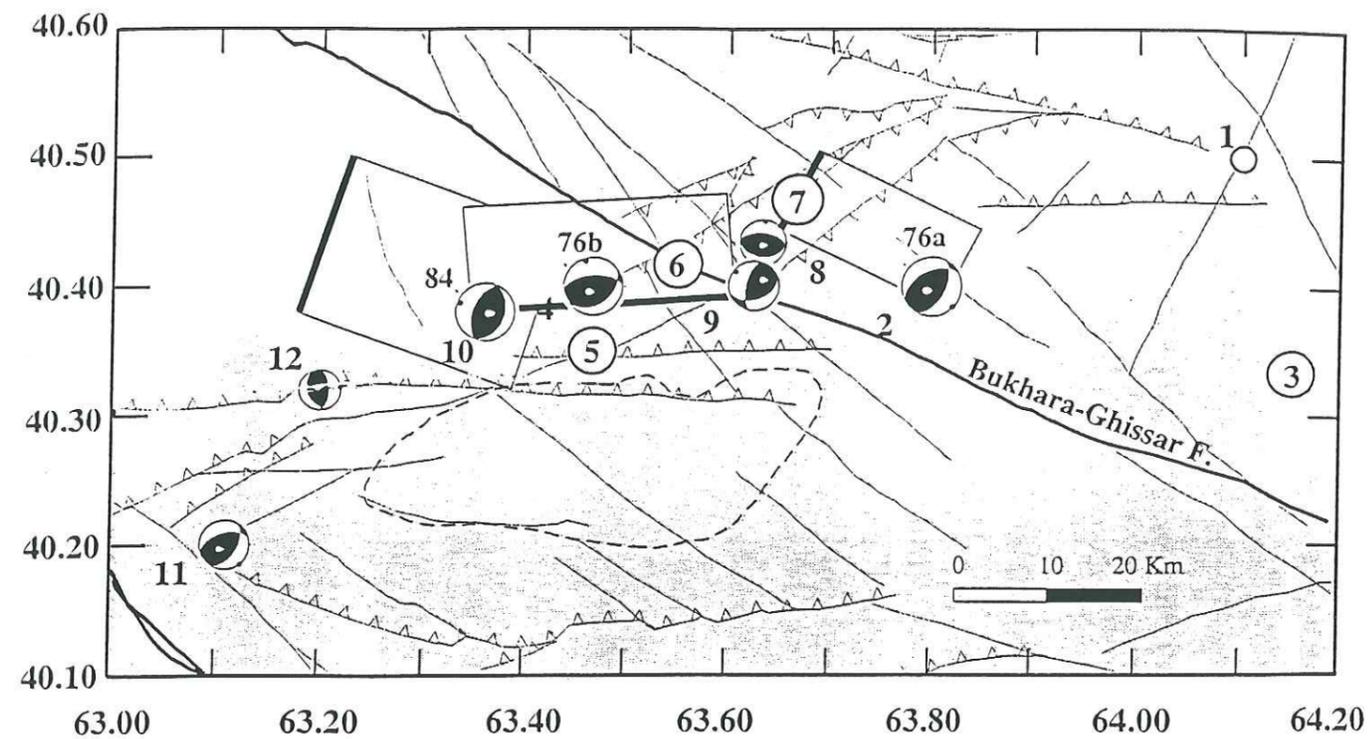


Figure 3

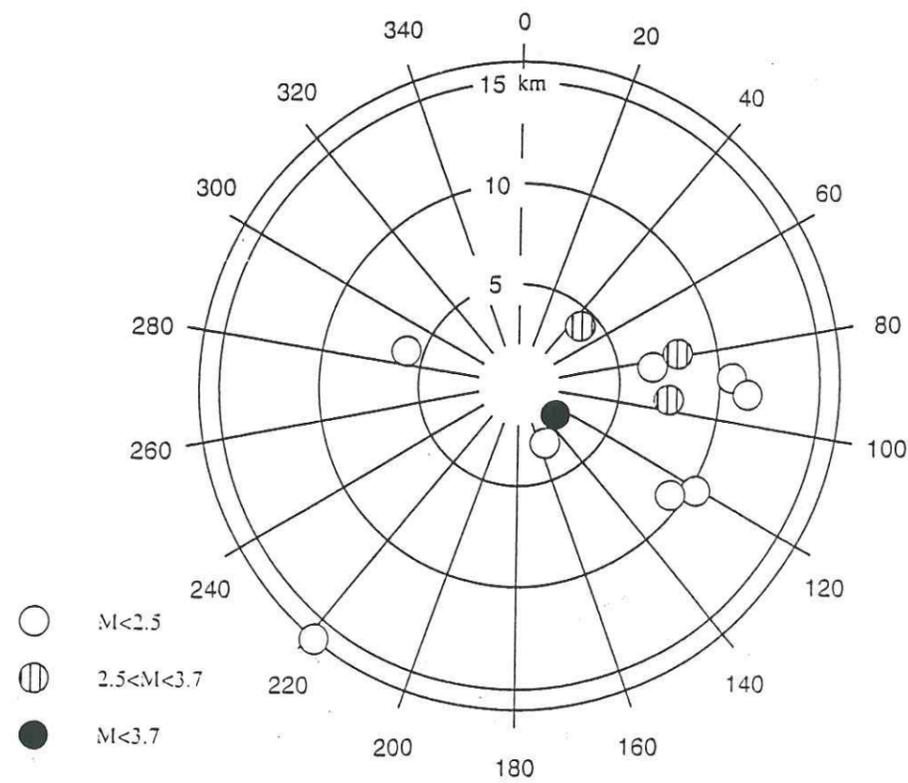


Figure 4

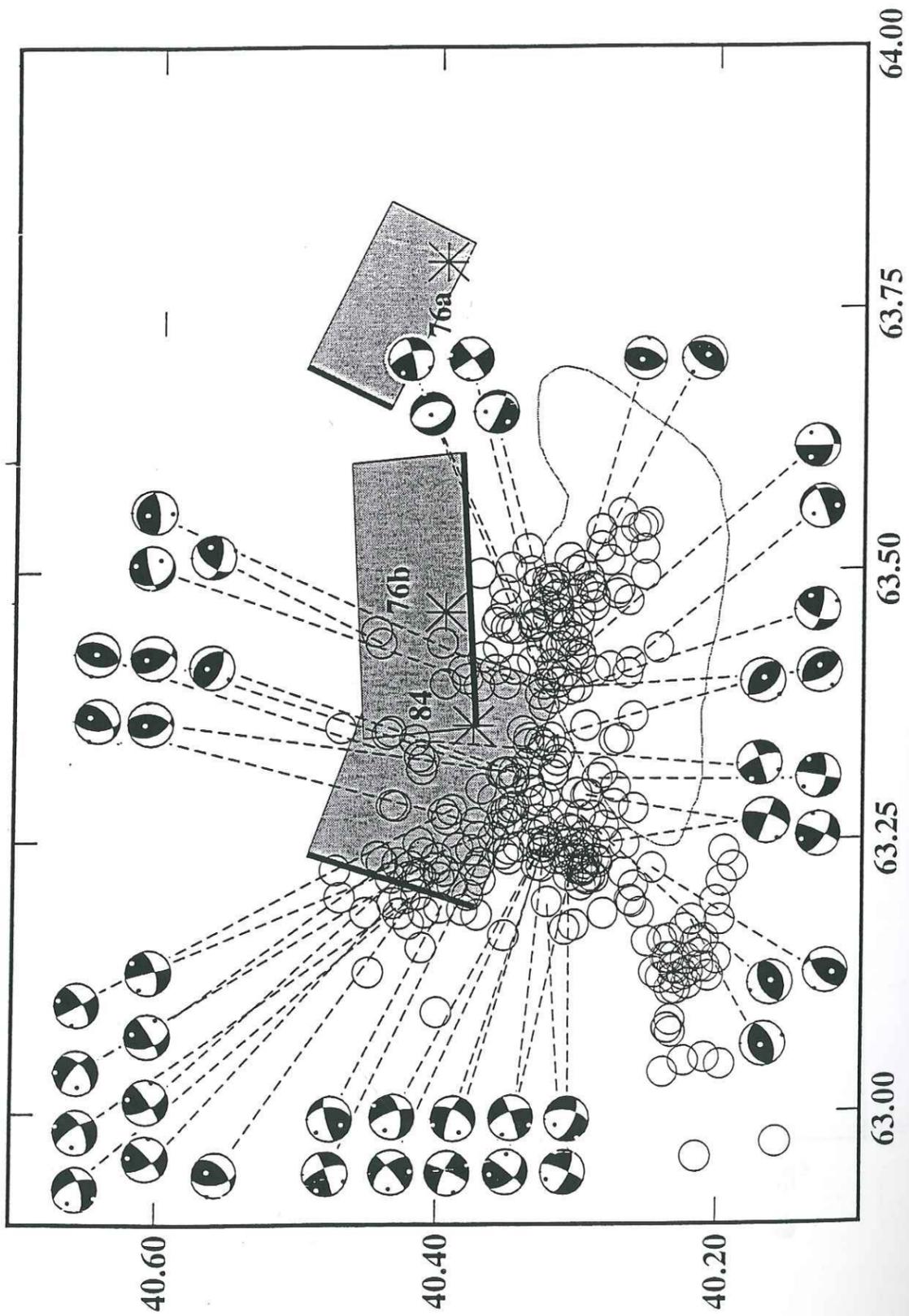


Figure 5

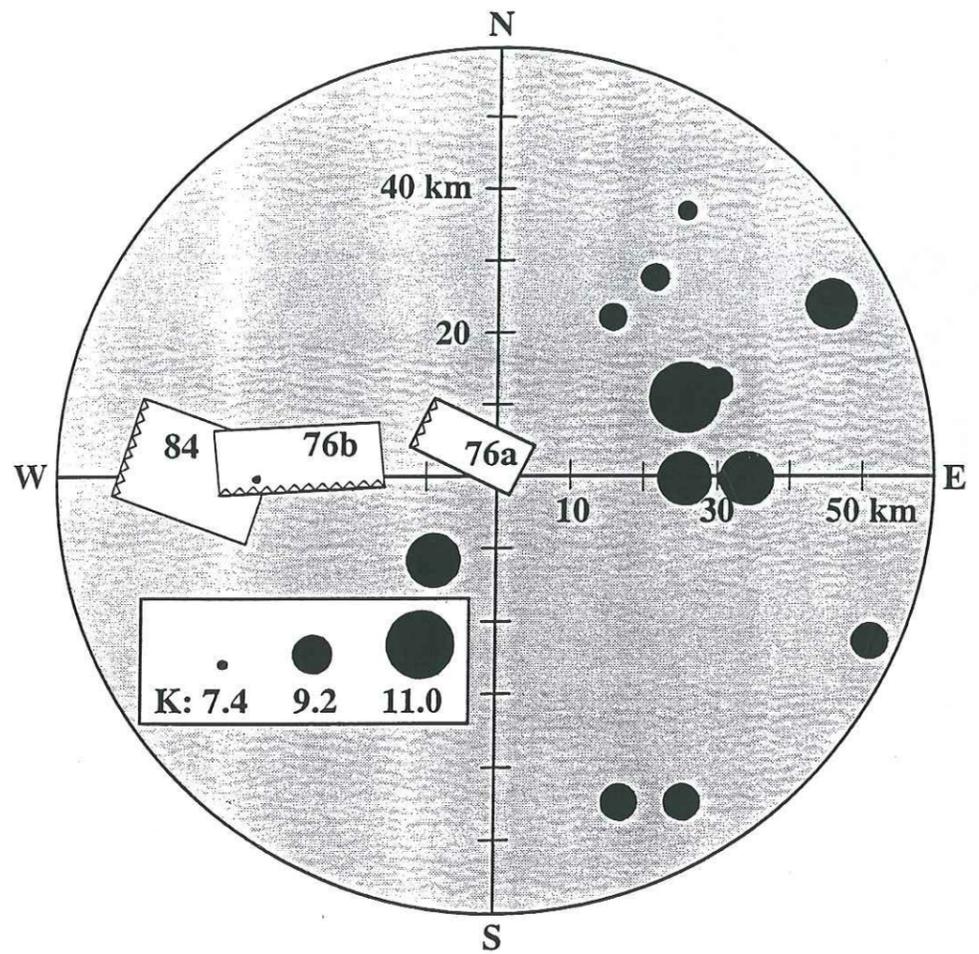


Figure 6

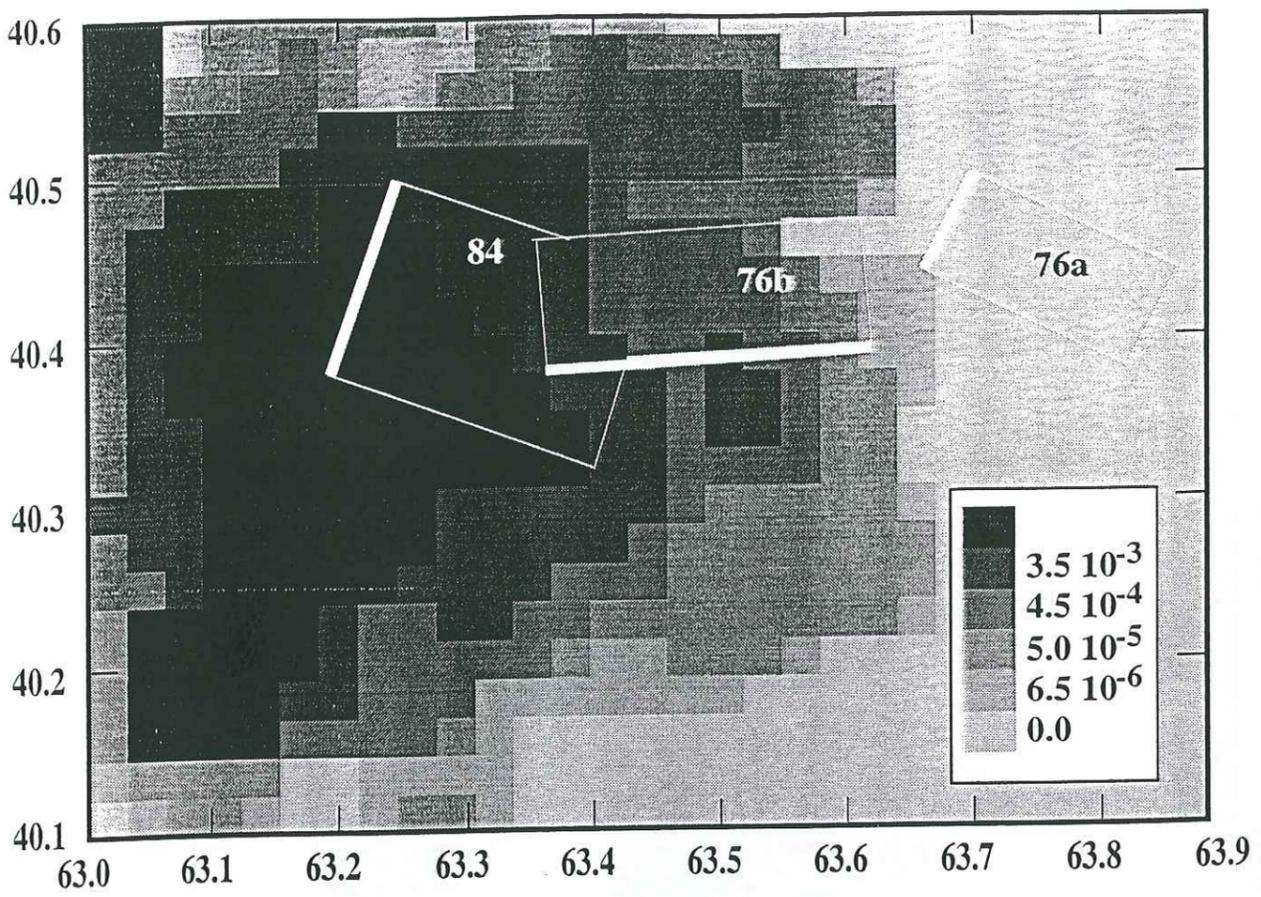


Figure 7

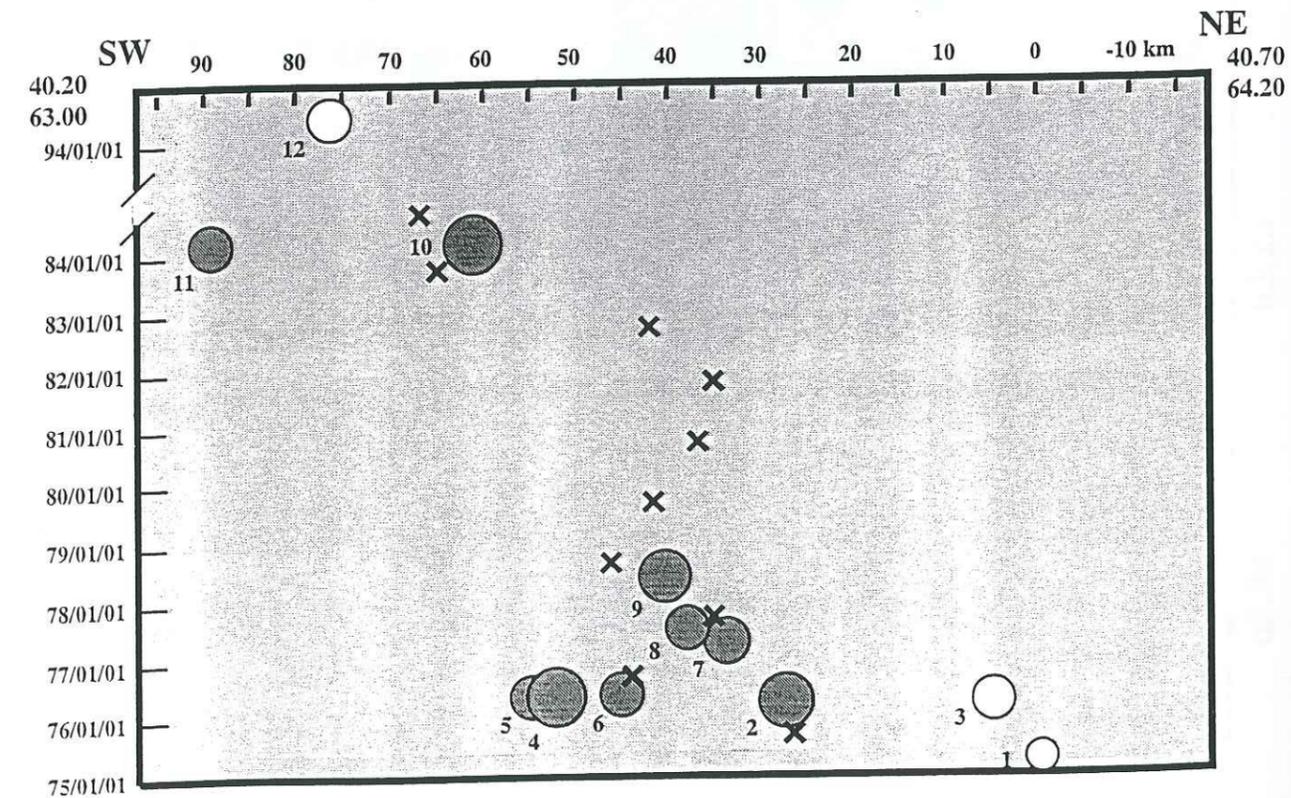


Figure 8

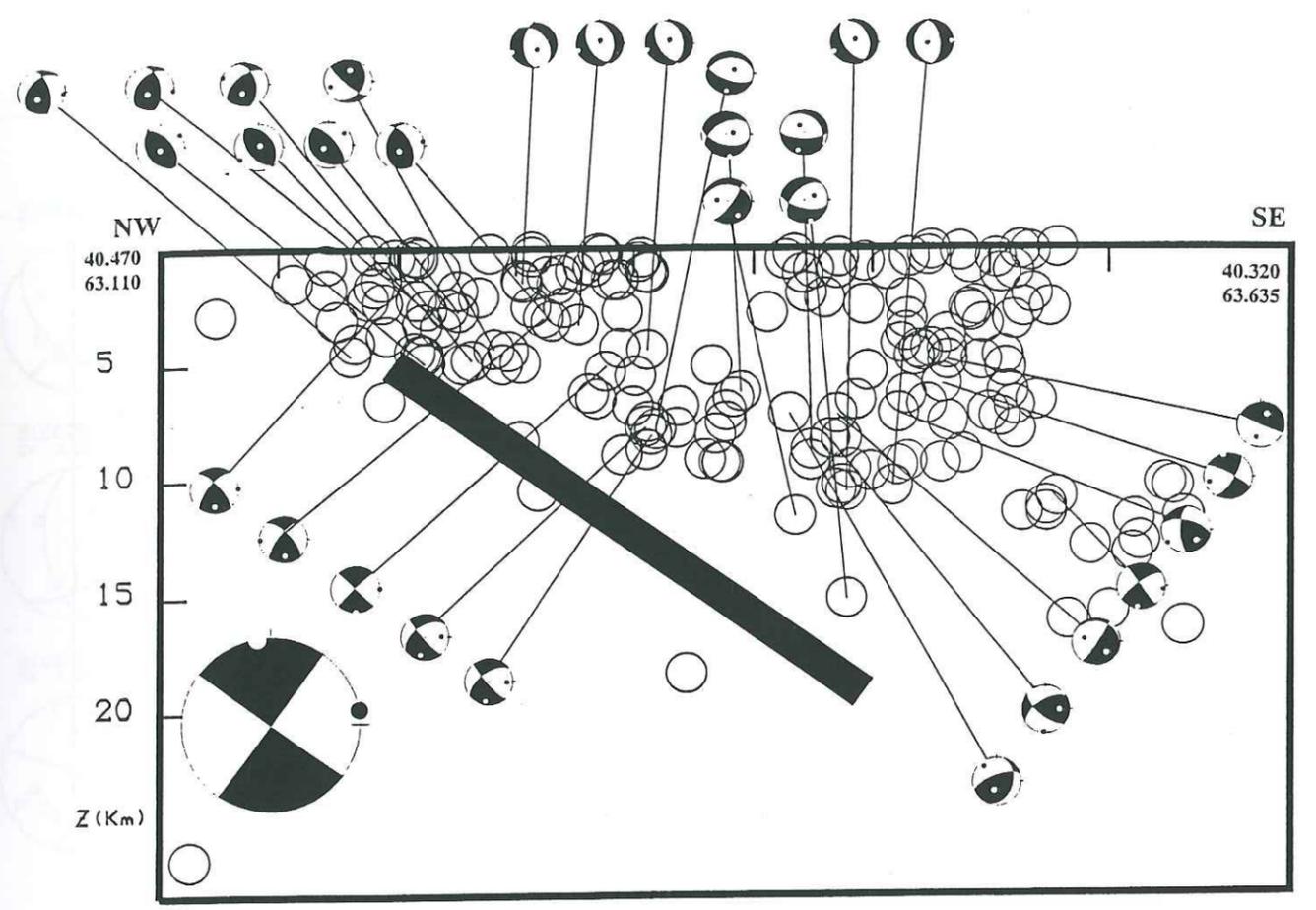


Figure 9

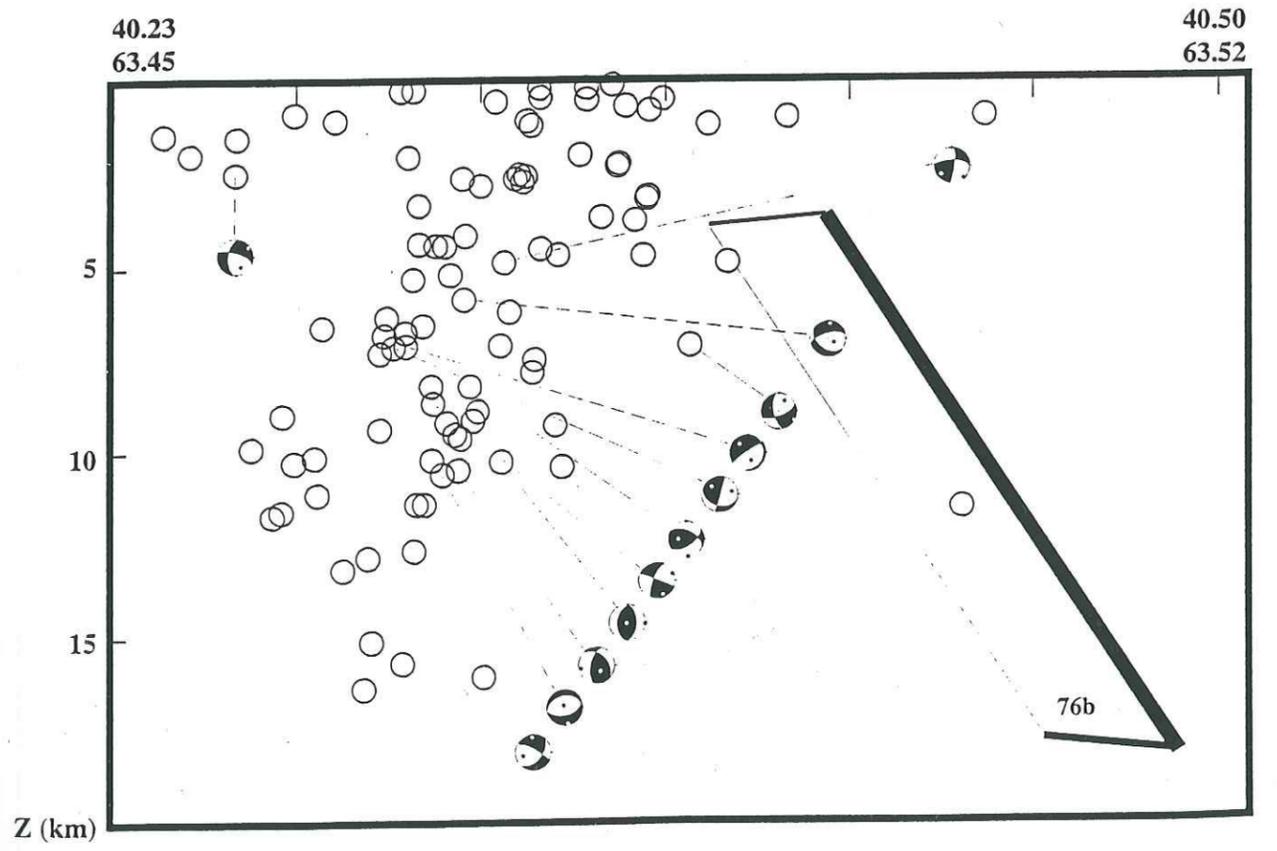
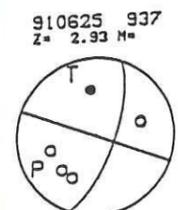
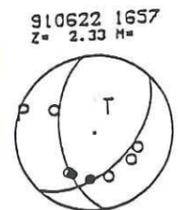
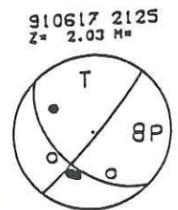
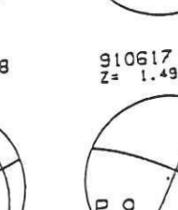
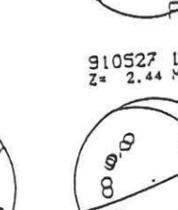
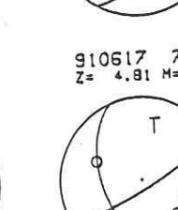
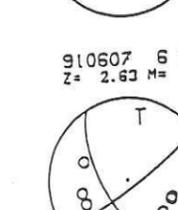
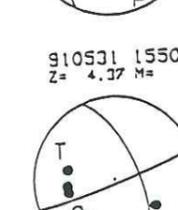
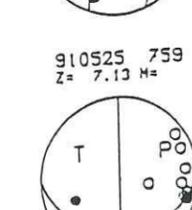
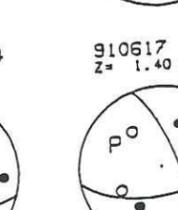
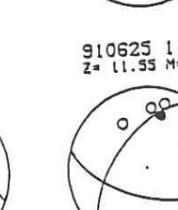
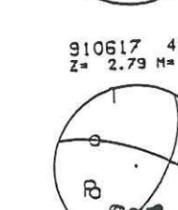
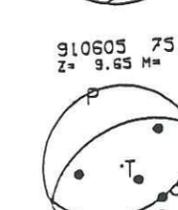
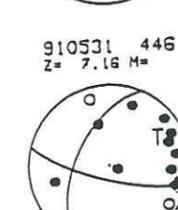
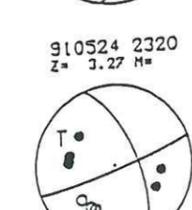
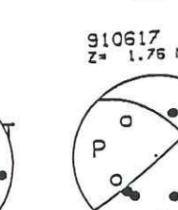
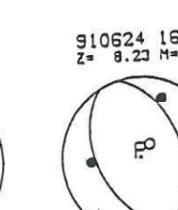
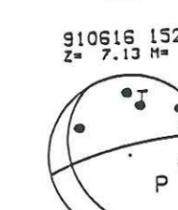
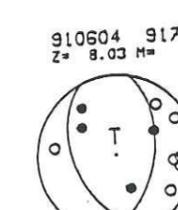
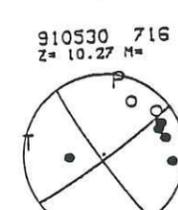
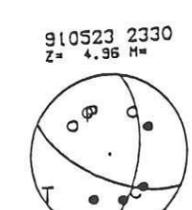
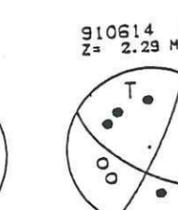
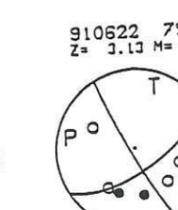
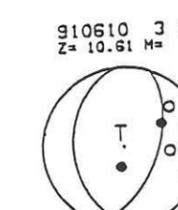
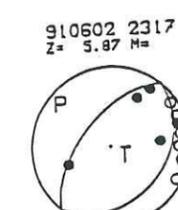
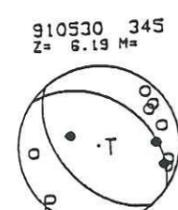
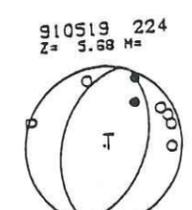
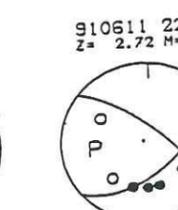
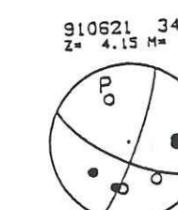
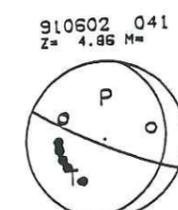
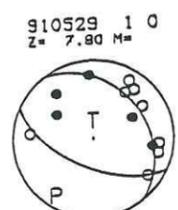
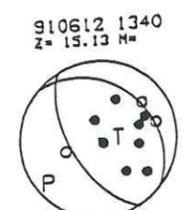
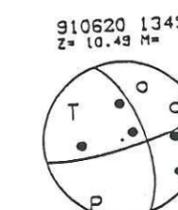
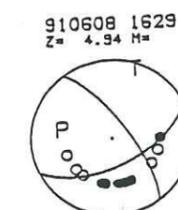
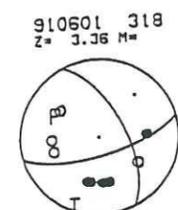
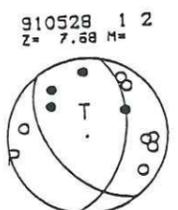
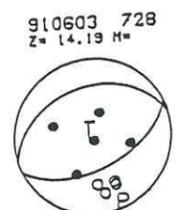
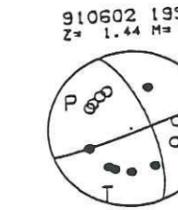
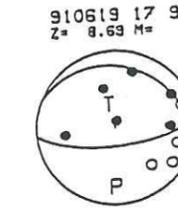
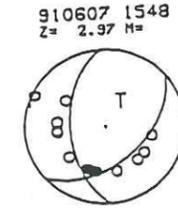
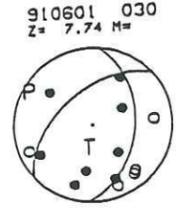
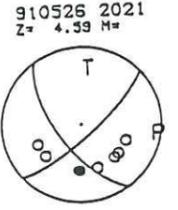
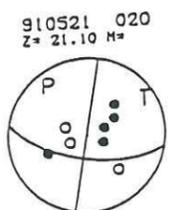


Figure 10

050 035716 6



Chapitre IV

Champs des contraintes et tectonique régionale

Chapitre IV

Champs des contraintes et tectonique régionale

Dans ce chapitre, nous étudions, pour la région de Gazli, l'orientation des contraintes principales à une échelle locale (quelques dizaines de km) et à une échelle régionale (quelques centaines de km). Ces études permettront de contraindre la source de cette sismicité intraplaque, et elles mettront en évidence une relation entre la tectonique régionale et la séquence sismique de Gazli. Dans un second temps, nous étudierons l'insertion de la déformation sismique à Gazli dans la tectonique de l'Asie du Sud-Ouest.

IV-1 Introduction

Généralement, les tectoniciens s'intéressent aux déplacements relatifs des plaques. La connaissance de ces déplacements, vitesse et direction moyennes, permet de mieux comprendre l'évolution d'une région à l'échelle du million d'années. Le sismologue ne s'intéresse pas à la même échelle temporelle : le but ultime de la sismologie est d'être capable de prédire les séismes avec une précision de quelques jours. Pour arriver à cette fin, il faut améliorer notre compréhension du déclenchement des instabilités sismiques. Un des axes actuels de recherche est l'étude de la mécanique de la rupture, domaine dans lequel la connaissance de l'état des contraintes dans la croûte terrestre est primordiale.

Comme nous venons de le voir, contraintes et déplacements sont deux notions distinctes qui permettent d'étudier le même objet, la croûte, dans des optiques différentes. Elles sont toutes deux les causes et les conséquences des mêmes phénomènes géologiques. Le choix d'une

étude des contraintes à Gazli est dicté par la volonté de contraindre les conditions aux limites qui dirigent la mécanique de la séquence.

IV-2 Etude des contraintes

IV-2.1 Objectifs

Deux hypothèses sont généralement avancées pour expliquer l'occurrence de la sismicité intraplaque: il peut s'agir de la réactivation de zones de faiblesse préexistantes dans un champ de contraintes uniforme, ou d'une déformation dirigée par une concentration locale des contraintes (par exemple, Zoback, 1992b). Si la première hypothèse est vérifiée, la cartographie précise des failles des régions intraplaques permettrait de mieux évaluer le risque sismique des régions concernées. En revanche, dans le cadre de la seconde hypothèse, les études des variations locales des contraintes serait théoriquement l'outil le plus à même de définir les zones à risque. Pour répondre à cette question, les directions des contraintes locales à Gazli et régionales en Asie du Sud-Ouest seront déterminées afin de déceler une éventuelle perturbation locale de l'état des contraintes à Gazli.

La connaissance de l'orientation des plans de faille (déterminée par la géodésie) et de l'état local des contraintes permet l'évaluation des conditions de glissement pour chacun des événements de la séquence de Gazli. A partir de là, il sera possible, en utilisant le critère de Mohr-Coulomb, d'évaluer si des conditions de pressions de fluides anormalement élevées sont requises pour expliquer le déclenchement de certains des événements de la séquence.

IV-2.2 Mesure des contraintes

La sismologie s'intéresse à l'état in-situ des contraintes jusqu'à une vingtaine de km de profondeur afin de contraindre la mécanique des séismes crustaux. Il existe deux grandes classes de méthodes: les méthodes directes et les méthodes indirectes.

IV-2.2.1 Méthodes directes

Les méthodes directes (par exemple: fracturation hydraulique, ovalisation de puits ...) permettent d'estimer une ou plusieurs des directions principales des contraintes, mais seule la fracturation hydraulique peut permettre de fournir des indications fiables sur la magnitude des contraintes (par exemple Grasso, 1993, Zoback, 1993a). Ces méthodes peuvent être mises en oeuvre dans n'importe quelle région accessible au matériel nécessaire. Elles présentent, néanmoins, plusieurs inconvénients. Ce sont des techniques coûteuses, (le prix d'un forage à 2 km de profondeur se situe autour de 800 000 Fr.), elles n'échantillonnent qu'un volume réduit de roches, et la profondeur de mesure est techniquement limitée aux premiers kilomètres: on peut citer le forage de Cajon Pass (Californie), où les mesures ont atteint 3.5 km de profondeur (Zoback et Healy, 1992), et celui de KTB, en Allemagne, où les mesures dépassent les 4 km (Zoback et al., 1993).

IV-2.2.2 Méthodes indirectes

Les méthodes indirectes de détermination de l'état des contraintes utilisent soit des solutions focales de séismes, soit des données de glissement sur des failles (stries) ou, plus occasionnellement, des alignements de cheminées volcaniques (voir par exemple, Zoback, 1993b). Les mécanismes au foyer (et les stries) enregistrent la déformation induite par la contrainte in-situ à la profondeur focale. Ils contiennent des renseignements sur les orientations principales des contraintes et sur leur magnitude relative. De plus, comparés aux méthodes directes, ils échantillonnent des volumes rocheux considérables. Ces avantages ne

doivent pas occulter deux inconvénients: les données sont limitées aux régions sismiquement actives, et, elles ne permettent de connaître que la magnitude relative des contraintes.

- Historique des méthodes

En 1969, McKenzie a montré qu'un même tenseur des contraintes peut être à l'origine de solutions focales variées. En particulier, les axes P (ou T) de deux mécanismes ayant pour origine le même tenseur des contraintes peuvent former un angle allant jusqu'à 90°. Il n'y a coïncidence des axes principaux des contraintes ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$), et des déformations (P, B, T) que dans le cas de déformations élastiques dans un milieu homogène et isotrope; or, par définition, la rupture sismique est une déformation inélastique. A partir de là, il s'est avéré nécessaire de mettre au point des méthodes de détermination de l'orientation des contraintes à partir de solutions focales ou de stries.

Les premières méthodes de détermination du tenseur des contraintes à partir de stries ou de mécanismes au foyer étaient des méthodes graphiques. On peut citer, par exemple, la méthode des dièdres (Angelier et Méchler, 1977) basée sur le fait que les axes σ_1 et σ_3 doivent se trouver respectivement dans les quadrants de dilatation et de compression. La méthode consiste à tracer l'intersection des quadrants des sphères focales en dilatation (respectivement en compression) pour contraindre l'orientation des axes σ_1 et σ_3 .

Au début des années 80, le problème posé est formalisé en termes de problème inverse (Armijo et Cisternas, 1978), en utilisant l'hypothèse de Bott (1959) qui stipule que la direction initiale du mouvement coïncide avec celle du cisaillement maximal sur le plan de faille avant rupture. Physiquement l'hypothèse de Bott revient à considérer que le frottement est isotrope. A partir de cette hypothèse, il peut être montré que des six paramètres indépendants définissant complètement le tenseur des contraintes, seuls quatre interviennent pour définir la direction du glissement sur un plan de faille donné. C'est pourquoi, les algorithmes d'inversion des stries ou des solutions focales ne permettent de résoudre que les trois directions

principales des contraintes et leur magnitude relative (soit quatre paramètres). La magnitude relative des contraintes est caractérisée par le rapport $R = \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\sigma_3 - \sigma_1}$ ($0 \leq R \leq 1$).

Jusqu'à ce point, nous avons traité indifféremment les stries et les mécanismes focaux. En réalité, il existe une différence notable entre ces types de données. En effet, si la solution focale correspondant à une strie donnée peut être facilement calculée, il n'est pas possible de discriminer a priori le plan de faille du plan auxiliaire d'un mécanisme au foyer. L'inversion de solutions focales comporte donc une difficulté supplémentaire par rapport à l'inversion de stries, cette difficulté étant le choix du plan de faille. Gephart et Forsyth (1984) réalisent simultanément l'inversion du tenseur et le choix du plan de faille. Michael (1987a) montre que le problème du choix du plan de faille est bien maîtrisé par l'algorithme de Gephart et Forsyth (1984), et que les erreurs possibles de discrimination ont une influence limitée sur la précision du résultat. Le programme de Gephart et Forsyth (1984) reste à ce jour un des plus utilisés par les sismologues, bien qu'il soit sensible aux données mal contraintes (Gephart, 1990). Pour pallier à cet inconvénient, ce programme est modifié par Julien et Cornet (1987) afin de tenir compte de la qualité de détermination des solutions focales.

Rivera (1989) et Rivera et Cisternas (1990) proposent une méthode différente. Elle consiste à éliminer l'étape de calcul des solutions focales et à n'utiliser que des données de premiers mouvements. Abers et Gephart (1995) reprennent la même idée et proposent un algorithme d'inversion non linéaire. Grâce à ce type d'algorithme, des données issues de réseaux dont la configuration ne permet pas de définir de solutions focales - le cas typique pourrait être les réseaux sismologiques de surveillance volcanique - peuvent maintenant être utilisées pour estimer l'état des contraintes

En ce qui concerne la précision de détermination de la magnitude relative des contraintes (R), Ritz (1991) montre que d'une manière générale, une faille dont le pôle est situé à proximité d'un des trois axes principaux contraint fortement la valeur de R et tend à la focaliser vers ses valeurs limites 0 ou 1. Cette étude démontre que la magnitude relative des contraintes est un paramètre délicat à déterminer et que l'incertitude associée peut être considérable.

IV-2.3 Champs des contraintes régionales et locales à Gazli

Dans le travail présenté ci-après, plusieurs inversions de champs de contraintes sont présentées. Des précisions sur ces inversions (solutions testées, écarts entre les prévisions du modèle et les données, plans de faille sélectionnés) sont disponibles en annexe 1.

Stress Analysis in the Intraplate Area of Gazli (Uzbekistan) from Different sets of Earthquake focal mechanisms

R. BOSSU and J.-R. GRASSO

Article soumis à J. Geophys. Res.

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

**Stress Analysis in the Intraplate Area of Gazli (Uzbekistan) From Different Sets
of Earthquake Focal Mechanisms**

R. Bossu and J.-R. Grasso

LGIT Observatoire de Grenoble FRANCE

Abstract

Occurrence of intraplate earthquakes have been related either to reactivation of preexisting zone of weakness in a uniformly oriented regional stress field, or to a local stress change. More recently, build-up of pore pressure anomalies have been proposed to explain both the low recurrence rate and some misorientation of rupture plane in the prevailing regional stress field. In this study, we analyze local stress field orientation in the area of the 3 $M_s=7.0$ Gazli (Western Uzbekistan) earthquakes, by using different sets of earthquakes focal mechanisms. We show that stress tensors inversion from both seven $4.2 \leq M_s \leq 7.0$, forty five $0.1 \leq M_l \leq 3.2$ and twenty five $1.0 \leq M_l \leq 3.2$ earthquake focal mechanisms give constant maximum horizontal stress direction (Sh_{max}) in agreement with the one deduced from India-Asia collision. The best model for local stress tensor exhibits a significant (25°) discrepancy from vertical for one of the principal stresses. We note, moreover, that the common assumption that one principal stress axis is oriented vertically is not strictly supported by stress states derived from earthquake focal mechanisms available in the world stress database (Zoback, 1992a). By evaluating each hypotheses of stress inversion methods from earthquake focal mechanisms, it is shown that, especially in intraplate settings, first motions focal solution should be the most appropriate type of focal solutions for a formal inversion, and that the magnitude

of the considered event may not be the only criterion to assess the quality of a stress inversion. Concerning the Gazli sequence, the slip conditions (pore pressure and frictional coefficient) are evaluated for each of the three mainshocks seismic sequence in an independently determined local stress field. Since variations in orientations between local and regional stress field are not detected, and since the three mainshock fault planes seem to be relatively well oriented for a frictional activation in the local stress field, it is concluded that this seismic sequence is localized on pre-existing weakness zones and is not due to local stress orientation anomalies.

Introduction

Unlike interplate earthquakes which represents localized deformation on plate boundaries, intraplate seismicity represents more diffuse deformation in relatively stable tectonic regions. Studies of intraplate events are of particular interest in order to better assess the seismic risk in areas situated far away from plate boundaries. A key point is to constrain sources of intraplate seismicity by determining if intraplate events are localized by weakness zones in a relatively uniformly oriented regional stress field, or if they are related to local stress anomalies. Zoback (1992b) showed that the sense and orientation of slip recorded in 25 of 32 intraplate events in Eastern North America are compatible with the estimated regional stress field. Assuming an approximately horizontal and vertical regional stress field, 23 of the 25 geometrically compatible mechanisms were determined to be relatively well oriented in such a regional stress field, arguing for intraplate seismicity to be localized on pre-existing weakness zones (Zoback, 1992b). In this study, we check if the same conclusion can be made concerning the Gazli (Western

Central Asia) seismic sequence, or if it is related to local stress anomalies. In the first step of this study, an homogeneous stress field is determined from inversion of earthquakes focal mechanisms (hereafter called EFM) of small magnitude ($M_l \leq 3.2$). The results are compared to the most-likely tensor inferred by the same method from seven events of the same area with $M \geq 4.2$ in order to characterize the local stress field. The last point involves determining under what conditions (pore pressure and frictional coefficient) slip on the three $M_s \geq 7.0$ geodetic planes is compatible with the local stress field by taking into account uncertainties on both fault plane parameters and stress orientations. Consequences of the common assumption that one principal stress is oriented vertically on slip condition analysis is evaluated and the validity of this assumption is assessed from available data of the world stress database (Zoback, 1992a). A comparison of the local stress field orientation and the indicators of the regional stress field orientation is then pursued to detect a possible variation of the regional stress field in the Gazli area to provide constraints on the sources of intraplate seismicity.

Tectonic setting

The continental region of Gazli (Uzbekistan) is situated in the Kyzil Kum desert, in western Central Asia (Figure 1). This area, previously considered as a low seismic rate one, has been damaged by a $M_s=7.0$ shock on April, 8 1976 (76a). Thirty nine days later, a second shock (76b), of similar magnitude occurred 40 km at the W of the previous one. On March 19, 1984 (84) a third event with $M_s=7.0$ occurred in the same area. A two month field survey performed in 1991 showed that the area was still seismically active (Bossu et al., 1995).

The fault plane solutions of the three main events of the sequence, previously estimated from teleseismic records (Hartzell, 1980, Kristy et al., 1980, Eyidogan 1985) and first motion data (Bezrodnyĭ, 1979, 1986) have been recently refined by the analysis of a large number of horizontal and vertical displacements (Amorèse and Grasso, 1995, Amorèse et al., 1995). The three main events have a thrust component. The fault plane of the 76a shock strikes N27E and dips 53 to the SE; the associated slip is composed of a thrust component (2.4 m) and a sinistral component (1.1 m). The second shock is characterized by a geodetic plane striking N267E and dipping 58 to the North; the slip is dextral (0.9 m) and reversal (2.1 m). Although the 76a and 76b shock are close both in space and time, it had been confirmed by several authors (Bezrodnyĭ, 1979, 1986; Kristy et al., 1980; Amorèse et al., 1995; Amorèse and Grasso, 1995) that their focal solution differ significantly. The last 1984 main shock has a nearly pure thrust motion along a N20E striking and dipping 36° to the SE plane (Figure 2).

The unusual character of such a seismic sequence both in space and time (3 Ms = 7.0 events in a 50x70 km² area in a eight years period time in a region of low seismicity), and the immediate vicinity of a gas exploitation (Figure 2) has raised the question about the possible link between the gas exploitation and the seismic activity (Simpson and Leith, 1985; Plotnikova et al., 1989) and the possible driving mechanisms (Grasso, 1993; Bossu et al., 1995). Such a possible triggering of the seismic sequence is beyond the scope of this study.

Method for stress state determination

Several methods have been proposed to determine principal directions and relative magnitude of the local stress tensor from earthquake focal solutions (e.g. Gephart and Forsyth, 1984; Julien and Cornet, 1987) or first motion polarities (Rivera, 1989). All these methods are based upon the same three hypotheses: i) The stress field is uniform in the whole sampled volume of crust; ii) The stress field is time-invariant over the time window defined by the data; iii) The slip direction and sense coincide with the direction and sense of the maximum resolved shear stress on the fault plane (Bott, 1959).

The method proposed by Julien and Cornet (1987) is used in this study. This method proceeds in two steps. During the first step (the approximate method) a coarse grid is used to generate the stress tensors. Approximate tensor solution and the most likely fracture planes are identified. For the best approximate tensor, the 50% confidence domain is computed. The confidence domain of the best approximate tensor and all the accepted approximate tensors define the new domain to search for the best model. In these preferential zones, stress tensors are chosen and are then optimized through an iterative process (the second step) based on a least square criterion in order to identify the best model. For each of the nodal solutions, the most likely fracture planes are chosen again. The misfit value is a function of the smallest rotation which brings the slip vector into coincidence with the resolved shear stress. For a detailed description see Julien and Cornet (1987).

The choice of the Julien and Cornet's method is justified by the fact that it has been already used to constrain the fracture plane orientation of the three mainshocks of the Gazli sequence (Amorèse and Grasso, 1995), and because it takes into account the

uncertainties of the focal plane parameters. The last attribute is especially useful for any not-well constrained EFM.

Data set

During the 1991 two-month field survey in the Gazli area, 45 first motion focal solutions with $0.1 \leq M_l \leq 3.2$, ranging in depth from near surface to 21 km (Bossu et al., 1995) have been computed using the FPFIT program (Reasenber and Oppenheimer, 1985) from a sixteen recording stations network. This program provides estimations of uncertainties on the parameters of the nodal planes. The solutions and associated uncertainties are presented in Table 1. These events occurred in a $25 \times 25 \text{ km}^2$ area centered on the southern half of the 1984 geodetic plane (Figure 2). All EFM exhibit a thrust and/or a strike-slip component of slip, except one (event 33 see Table 1) which involves a pure normal faulting.

In a previous study (Amorèse and Grasso, 1995), seven EFM with $4.2 \leq M_s \leq 7.0$ have been used to constrain the rupture plane orientation of the mainshocks.

Stress inversion

In this study the greatest principal stress is σ_1 , the intermediate principal stress is σ_2 and the least principal stress is σ_3 . The unknowns are the Euler angles of the stress tensor and the relative stress magnitude R (called aspect ratio) defined as :

$$R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$$

R ranges from 0, (For $\sigma_2 = \sigma_1$) to 1, (For $\sigma_2 = \sigma_3$) and the three Euler angles, associated respectively with the azimuth and dip of the σ_1 and dip of σ_2 axes, can vary between 0 and 180° .

In the first step, the whole 4 dimensional space of tensors is investigated by a 15° increment over the three angular values and a 0.1 increment over the aspect ratio to approximate the possible stress states from the 45 EFM with $M_l \leq 3.2$. The method provides a set of 50 approximate solutions of a uniform stress field, which are inconsistent with one or two focal solutions (over 45). The set of approximate tensors and the 50% confidence domain for the best approximate tensor define the domain to be investigated during the second step of the stress inversion. This domain (Figure 3) seems to indicate a σ_1 direction close to the horizontal and striking NW-SE. The aspect ratio remains unconstrained varying from 0.1 to 0.7.

The domain to be investigated during the second step is uniformly sampled by 67 different models which initiate the algorithm of the least squares method. Convergence is achieved when the tensor is a stable solution after less than 50 iterations (first type convergence) and when it is compatible (this compatibility criterion is based on the value of the computed resolved shear stress) with nodal planes selected as fracture planes with the initial approximate tensor (second type convergence). Among the 67 tested solutions, 13 achieved the first type convergence and four of them achieved the second type convergence.

The maximum angular difference between these 4 solutions does not exceed 0.1° , the maximum difference in aspect ratio does not exceed 0.004, the misfit values are the same and the same three focal solutions are inconsistent with each of the four tensor solutions.

In other words, the stress inversion of the 45 focal solutions with $0.1 \leq M \leq 3.2$ provides a unique solution, consistent with more than 90% of the data (42 over 45) which is defined by $(\sigma_i \text{ (az.; dip)}) : \sigma_1 (307^\circ; 2^\circ), \sigma_2 (38^\circ, 25^\circ), \sigma_3 (213^\circ, 65^\circ)$ and $R=0.36$. This solution is called thereafter model A.

The method provides an appreciation for the uncertainty on the solution by means of the a posteriori covariance matrix corresponding to the solution associated to the absolute minimum of misfit. Following the results of this matrix, uncertainties on each of the angular values are less than 1.5° and about 0.2 concerning the aspect ratio (Table 2). To estimate independently uncertainties and interrelations of model A parameters, and to check their numerical stability, the parameters which define each of the 45 nodal solutions are perturbed following a gaussian distribution of noise (the standard deviation for each focal solution parameters is taken as the half of the uncertainty provided by FPFIT program; Table 1) to generate a new data set for which the new solution is computed by the least squares method (For more details, see Julien and Cornet, 1987). These new solutions show that the three angular parameters defining the model A orientation are very well constrained (inferred uncertainties are : 4° for the azimuth of σ_1 , 3° for its dip and 6° for σ_2 dip) (Table 3 and Figure 4). The aspect ratio R remains relatively ill-constrained (it ranges from 0.29 to 0.43). All this goes to show that the solution inferred from the 45 nodal solutions is unique and stable, and that uncertainties on each angular parameters are as low as a few degrees. Uncertainties on the stress tensor parameters are systematically greater when estimated by perturbing the data than when estimated by a posteriori covariance matrix, except for the aspect ratio. According to the a posteriori covariance matrix, the uncertainty of the aspect ratio is around 0.2 compared

to less than 0.1 as evaluated by perturbing the data (Table 2 and 3). Although the number of perturbed solutions should be sufficient to obtain a good representation of the uncertainty domains, - Julien and Cornet (1987) estimated this number from 10 to 12 while 22 trials have been computed in this study - as a precaution, uncertainty on the aspect ratio is taken as defined by the covariance matrix, i.e. 0.2.

To further check the stability of the best model, we consider the subset of earthquake focal solutions with $M \geq 1.0$ i.e. 25 events (see Table 1). Two of the three nodal solutions inconsistent with model A are part of this sub-set. We apply the same inversion procedure (first and second type convergence) to this new data set to compare solutions obtained to model A. Seven solutions achieved the second type of convergence (Table 4). These solutions describe three different tensor models, but all of them have in common a maximum horizontal stress (S_{hmax}) orientation oriented close of the one of model A: maximum departure is less than 10 degrees (Table 4).

The first conclusion of this computation is that the σ_1 orientation is well constrained by the subset of 25 nodal solutions, but this subset does not constrain sufficiently the σ_2, σ_3 direction and R value. Among the 25 focal solutions, two of them (24 and 33 see Table 1) are inconsistent with model A. The only solutions inconsistent with one of these two events (33) are the solutions 1, 2 and 3 close to model A. Furthermore, the focal mechanism rejected (33) represents the only normal faulting of the whole data set. Because all the large and intermediate recent seismic events in the Gazli area have a large reverse component (e.g. Bossu et al., 1995), the focal solution 33 is not representative of the local stress state and so, model A is the most likely stress tensor model for the stress field in the Gazli area as derived from the 25 events of $1.0 \leq M \leq 3.2$ EFM.

To sum up, we have derived from 45 $M \leq 3.2$ EFM in the Gazli area a unique and homogeneous compressional stress field characterized by σ_1 ($307^\circ \pm 4^\circ$; $2^\circ \pm 3^\circ$) σ_2 (38° ; $25^\circ \pm 6^\circ$) σ_3 (213° ; 65°) and $R = (\sigma_2 - \sigma_1)/(\sigma_3 - \sigma_1) = 0.36 \pm 0.20$

Comparison between stress orientations derived from large EFM ($4.2 \leq M_s \leq 7.0$) and smaller EFM ($M \leq 3.2$)

Small magnitude earthquakes are thought to be due to the complex mechanical interactions of neighboring active faults and thus, they may not reflect the local stress field. That is why, for example, the quality ranking system for stress orientations of the world stress database linked the reliability of stress orientation determination from focal mechanisms to the magnitude of the events (Zoback, 1992a), larger events being supposed to be less influenced by local stress heterogeneities. Taking into account the uncertainties on EFM parameters to perform a stress inversion is suitable, but it may lead to an underestimate of the true variations in the stress field due to spatial averaging. From these two points, one may argue that our model A is unrepresentative of the local stress field in the Gazli area, even if it is consistent with more than 90% of the 1991 dataset.

Amorèse and Grasso (1995) used local stress tensor calculation to constrain rupture plane orientations of the Gazli mainshocks (hereafter called model C). They considered 7 events with $7.0 \geq M_s \geq 4.2$ of 13 km average depth (according to the Uzbek location) which occurred between April 1976 and August 1984. Their epicentral position is represented on figure 2. Their focal solution had been determined by CMT inversions,

modeling the long period body waves with synthetic seismograms, waveform modeling or inversion of the GDSN long-period P and SH and short-period P seismograms.

Amorèse and Grasso (1995) applied the same inversion method as the one used in this study to these 7 large and intermediate mechanisms of the Gazli area. Their best model (Amorèse and Grasso, 1995) (model C) is defined by: σ_1 (123° , 14°) as compared to our model A (307° , 2°), σ_2 (214° , 6°) as compared to (38° , 25°), σ_3 (326° , 75°) as compared to (213° , 65°) and $R = 0.38$ as compared to 0.36 (Figure 4). It must be pointed out that the uncertainty domain of the principal axes of their best tensor (model C) are larger than uncertainty domains associated with our model A (Figure 4). When comparing model A (this study) and C (Amorèse and Grasso, 1995), it can be concluded that there is noticeable variation neither on σ_1 the orientation, nor on the σ_2 azimuth, but that the σ_3 axis differs more significantly from the vertical axis for our model A than for the model C (for this last model, the vertical axis is situated in the uncertainty domain of the σ_3 axis).

The similarities observed between our final solution (model A) and the one from Amorèse and Grasso (1995) (model C) indicate that, at least in the Gazli area, few tens small EFM (in this study, 45 EFM with $1.0 \leq M \leq 3.2$) recorded a few years after the last main events, can be used in a formal inversion to provide good indication of the local principal stress orientations. When considering the Sh_{max} orientation, it seems that as few as 25 EFM with $1.0 \leq M \leq 3.2$ are enough to constrain its orientation.

Determination of the best local stress model

Two stress models are available to describe the local stress field in the Gazli area: model C (Amorèse and Grasso, 1995) deduced from 7 large and intermediate teleseismically

determined EFM which occurred from 1976 to 1984 and our model A computed from 45 $M \leq 3.2$ EFM which occurred in May and June 1991. Here, we determine which is the best model of the local stress field by evaluating each hypothesis of the stress inversion regarding the data.

The stress tensor is uniform in the volume investigated (h1).

King et al. (1994) showed that the spatial distribution of aftershocks for the Landers earthquake was controlled by the static stress changes produced by the mainshock. The deformation produced by aftershocks, whatever their magnitude, may then be due to a locally perturbed stress field. The extent of the region of perturbed stress, and the magnitude of the perturbation depend critically on the dimensions of the mainshock rupture. Aftershocks may release, at least partially, the stress anomaly which drives their occurrence. From spatial and temporal changes of the stress regime during the 1983 Coalinga aftershock sequence, Michael (1987) proposed that stresses rotate coseismically from NE-SW to 62° E of north and then, within two years after the mainshock, the stresses rotate back to their original orientation. Harris et al. (1995) find that, in Southern California, after 18 months, the correlation between $M \geq 5.0$ earthquakes and static stress increases induced by previous events is not detectable any more. These two studies suggest that EFM which occurs within a few years following a large event reflect perturbed stress state and so, they should be disregarded for determining the local stress field. Among the 7 events considered to determine model C (Amorèse and Grasso, 1995), there are the three mainshocks and four earthquakes which followed one of the mainshocks within 12 hours and 25 months. Thus, these 4 events, may have been driven by the stress anomaly due to the mainshocks (Figure 5a and b) and

may not be the best quality EFM to constrain the orientation of the local stress field in the Gazli area. The last $M \geq 5.0$ event in the Gazli area (according to the local Uzbek seismic network) preceding the May - June 1991 field survey (Bossu et al., 1995) (in the course of which the 45 EFM used to compute model A have been determined), occurred on March, 25 1986 ($M=5.3$). Thus, the Gazli area had not experienced earthquakes greater than 5.3 within the 5 years preceding the 1991 field survey. It argues for stress anomalies to be much more attenuated for model A dataset (5 years delay after the last $M \geq 5.0$), than for the model C data set (Amorèse and Grasso, 1995) which comprised 3 $M_s=7.0$ events.

The stress field is time-invariant over the time window defined by the data (h2).

There are two different type of processes which may alter the state of stress in the Earth's crust: processes affecting uniformly (at a regional scale) the whole Earth's crust (tectonic load, tides), and processes modifying locally the stress state such as co-seismic stress changes. As explained in the (h1) hypothesis, to avoid possible perturbation of co-seismic stress changes, EFM close in time and space of an intermediate or large event should be disregarded. The magnitude of stresses induced in the crust by tidal effects are very small and, even it has been proposed as triggering mechanism for earthquakes (e.g. Knopoff, 1964), it should not affect results of stress inversion. Before and after an earthquake (interseismic period), because of the tectonic load, the stress varies gradually over a time scale of decades and centuries. For data to be potentially affected by tectonic load, they should cover a period time of, at least, several decades, and so neither model A nor model C should have been strongly influenced by such phenomena. It would appear

then, that, for dataset excluding aftershocks and covering up to few decades, the assumption that stress field is time invariant should be verified.

The slip vector on the fault coincides with the direction of the maximum resolved shear stress on the fault plane (h3).

This hypothesis has been formulated by Bott (1959). Bott explicitly restrained this assumption to the initial slip and only considered the stress before rupture, in other words he only assumed that the friction is isotropic over the fault plane. Generalization of Bott's hypothesis to the average slip vector, imply that the slip direction is assumed to be controlled by the static stress field before rupture, or, in other words, that co-seismic dynamic stress magnitude is negligible compared to static stresses magnitude. Since the ratio between co-seismic dynamic stress magnitude over static stress magnitude still remains unknown, it is preferable to restrict Bott's hypothesis to its initial expression by only considering the nucleation of seismic events. The type of focal solution which better estimate the best double-couple mechanism at the time of the rupture nucleation is the first motion solution, when, for example, the CMT solution represents the very long period mechanism (e.g. Anderson, 1988). For complex rupture events, and it seems that intraplate events are likely to have a complex rupture source (Bent, 1993), the variation in focal solution may be significant : this has been already shown for several large events (Scott and Kanamori, 1985) and intermediate ones (Anderson, 1988). Concerning model C, this point is even underlined by the fact that 3 of the 7 EFM are CMT solutions that exhibit large thrust component and that such solutions, with shallow focus and large dip-slip component are (relatively) poorly

resolved by CMT inversions (Scott and Kanamori, 1985; Sipkin, 1986; Anderson, 1988).

The fact that only the initial slip vector should be considered for stress inversion has a further implication. As already mentioned, it is commonly assumed that larger events are less influenced by local stress heterogeneities and thus, are more appropriate to inferred local stress field. But, since the only part of interest of the rupture for a stress inversion is the nucleation, one may wonder if the length of the whole rupture, i.e. the size of the earthquake, is the only needed criteria to assess the quality of a stress inversion.

To sum up, by assessing each hypotheses (h1), (h2) and (h3), we have shown that the magnitude of the considered events should not be the only criterion to assess the quality of a stress inversion. The most appropriate data for determining local stress field, especially in intraplate settings, should be first motion EFM recorded, at least, few years after the last large or intermediate earthquake in the area. Moreover, more the number of EFM is small, more sensitive the derived stress state is to inappropriate data. According to these criteria, the dataset composed of the 7 teleseismically determined EFM, among which 4 earthquakes are located close in time (within 25 months) and space (their epicenter is located in region of high stress changes created by the previous mainshocks see figure 5) of a mainshock leads to a less reliable local stress field) determination than the dataset composed of 45 first motion EFM recorded in 1991.

Is one principal stress in the Earth's crust vertically oriented ?

In the previous paragraph, we show that the best stress model for the Gazli area is our model A (this study), for which the closest axis from the vertical (the σ_3 axis), has a 25°

departure from vertical. Such an orientation is in disagreement with the common assumption among seismologists that one principal stress orientation is oriented vertically (e.g. McGarr, 1984; Sibson, 1989; Bell, 1990; Bruhn et al., 1990; Zoback, 1992b). The work of McGarr and Gay (1978), who assessed the validity of this assumption from in-situ stress measurements made in southern Africa is often quoted as supporting this hypothesis. The McGarr and Gay conclusion is not as definite :

Most of the principal stresses fall within a circle of radius 30° about the vertical axis, however. Stress measurements made in deep mines in Canada, and the United States support the conclusion that departures from the assumption that one of the principal stress directions is vertical are significant.[...] Orientations of stresses measured at depth in sedimentary basins might be expected to conform more closely to the assumption that one of the principal stresses is oriented vertically.

A second type of evidence supposedly arguing for one principal stress direction oriented vertically is the observation of P, B and T axes orientation of EFM which are generally contained in plane $\pm 20^\circ$ of horizontal and vertical. It will be objected that the P axis (T) can be as far as 45° from σ_1 axis (σ_3) (McKenzie, 1969). By the way, in order to check if P and T axis orientation are supporting the assumption that one principal stress is oriented vertically, stress states derived from EFM by average P and T axes and formal inversion have to be considered. We consider only the 102 stress tensors derived from average P and T axes or inversion of several EFM having information on plunge of principal stress axes available in the world stress database (Zoback, 1992a). The distribution of the plunge of the three principal axes exhibits clearly a non-random behavior (Figure 6a). The horizontal is a preferential orientation, and mean departure

from horizontal is less than 20° . A second preferential orientation is contained between plunge value of 50° and 90° and could be situated around 75° with 25° as mean departure. These observations are enhanced when taking into account the quality assigned to the data (Figure 6a). Because the direction of the intermediate principal stress σ_2 can be uncertain when the aspect ratio is close to 0 or 1, we check that the same conclusion can be obtained only from σ_1 and σ_3 orientations (Figure 6b).

If one principal stress is oriented vertically, it can be shown that, according to Coulomb criterion, in homogeneous, isotropic rock, thrust faults should have shallow initial dip of $22-32^\circ$, normal faults should have steep initial dips of $58-68^\circ$, and strike-slip faults should develop as vertical planes (e.g. Sibson, 1994). The attitude of a large proportion of low-displacements faults at the time of their initiation is in broad agreement with these expectations (e.g. Sibson, 1994). Stress states characterized by departure from the vertical of one principal stress axis (up to $20-25^\circ$) should produce approximately the same initial dip distribution (Figure 7).

Although data are not numerous enough to assess definitely the validity of assumption that one of the principal stresses is oriented vertically, it can be concluded that it is only a first order approximation and that departure up to 30° from vertical are commonly observed by both in-situ measurements and stress tensor derived from EFM. If none of the principal stress is oriented vertically over a broad region, then there are some profound mechanical implications which are not explored in this paper.

Conditions for slip in the Gazli mainshocks

Independently determined stress tensor and rupture plane orientation can provide valuable constraints on the slip conditions, and among them, frictional coefficients on the faults which slipped. In this paragraph, we assume that our model A describes the stress state before each of the three mainshocks (each of the three slip direction computed from geodesy (Amorèse and Grasso, 1995) are consistent with model A).

Laboratory studies indicate a linear law for frictional sliding which may be represented by an empirical criterion of Coulomb form

$$\tau = C + \mu_s(\sigma_n - P_o) = C + \mu_s\sigma'_n \quad (1)$$

where τ is the shear stress, C is the cohesive or cementation strength of the fault, μ_s is the static coefficient of friction, σ_n is the normal stress on the fault and P_o is the pore pressure; σ'_n is called the effective normal stress. Byerlee (1978) has shown, for a variety of rock types, that typical value for μ_s , confirmed by field evidence (e.g. Sibson, 1994) is around 0.75. For slip on pre-existing faults, C is small and is assumed to be zero. It is clear from (1) that fault instability may be triggered either by an increase in τ due to elastic strain accumulation, by a decrease in σ_n or by an increase in P_o causing a reduction of the effective strength of the potential slip planes.

We assume that stress magnitudes in the brittle crust are limited by the frictional strength of optimally oriented faults, i.e. in a bulk fractured crust, the maximum shear stress value $(\sigma_1 - \sigma_3)/2$ is constrained by the greatest value of the ratio τ/σ_n (μ_{max}). This condition, evaluated by in-situ measurements (Zoback and Healy, 1984, 1992) can be easily expressed by simple geometry in the (τ, σ_n) plane :

$$\sin(\theta) = (\sigma_1 - \sigma_3)/(\sigma_1 + \sigma_3)$$

with $\theta = \arctg(\mu_{max})$

or similarly :

$$\sigma_1/\sigma_3 = (1 + \sin(\theta))/(1 - \sin(\theta)) \quad (2)$$

For the sake of homogeneity, for pre-existing faults relation (1) can be rewritten:

$$\tau/\sigma_3 = \mu_s(\sigma_n/\sigma_3 - P_o/\sigma_3) \quad (3)$$

The shear stress τ and the normal stress σ_n acting on each geodetic plane are determined from stress tensor transformation. Following relations (2) and (3), values are normalized by σ_3 ; they are plotted in Mohr's circles representation by taking into account uncertainties on both stress tensor parameters (including the aspect ratio) and geodetic planes determination (Amorèse and Grasso, 1995) (Figure 8). In a second step of the analysis, pore pressure conditions are calculated for $\mu_s = \tau/\sigma_n$ to reach 80 % of μ_{max} ; numerical values of this ratio are computed for $\mu_{max} = 0.75$ (Table 5).

Values of pore pressure in the crust are limited by σ_3 magnitude (we assume that tensile rock strength can be neglected): for P_o values greater than σ_3 , hydraulic extension fractures (mode I) would form in planes perpendicular to the least compressive stress σ_3 .

To get an estimation of P_o/σ_3 ratio for hydrostatic conditions, the magnitude of σ_3 is assumed to be lithostatic. Then, hydrostatic conditions can be characterized by $P_o/\sigma_3 = 37\%$. Pore pressure conditions inferred from geodetic plane orientation and local stress tensor computation are then used to determine if each geodetic planes is likely to have undergone slip in the uniform stress field described by our model A, or if particular conditions are required for fault reactivation (e.g. Sibson, 1985).

In Figure 8, the three geodetic planes are located, in the (τ, σ_n) plane, close to the largest circle, i.e. slip conditions on these planes have low sensitivity to σ_2 magnitude, which greatly restrict the uncertainty domain. But, it must be emphasized that, even with small uncertainties on angular stress tensor parameters (uncertainties are less than 6°), $\mu_s = \tau/\sigma_n$ and pore pressure conditions might remain ill-constrained (Table 5 and Figure 8).

The second (76b) and the third (84) mainshocks of the Gazli sequence are very well oriented (nearly optimally oriented) to be frictionally activated by the independently determined stress state (Model A) (μ_s is 0.65 respectively 0.68 for $\mu_{max} = 0.75$), or, alternatively, no pore pressure value greater than hydrostatic conditions are calculated in related uncertainty domains (Table 5 and figure 8). Concerning the first shock (76a), the computed μ_s remains ill-constrained (Table 5 and figure 8), so much so that, this fault plane can be described either as relatively well oriented fault plane ($\mu_s = 0.35$ for $\mu_{max} = 0.75$) or as nearly optimally oriented ($\mu_s = 0.61$ for $\mu_{max} = 0.75$). Alternatively, the pore pressure needed for the μ_s value to reach 80% of μ_{max} is around 65 % of σ_3 (P_0 values might vary from 0 to 140% of the σ_3 magnitude) (Table 5). For hydrostatic conditions, the mean value of μ_s reaches 72% of μ_{max} . Although the mean value of μ_s from the 76a shock seems to indicate that the associated fault plane of the 76a shock is well oriented to be frictionally activated in our model A stress tensor, such large uncertainties on slip conditions may moderate this conclusion.

From the 76a case, it is clear that determinations of slip conditions on a given fault plane may be very sensitive to uncertainty on both the fault plane and tensor parameters. To give further evidence for this statement and to estimate the consequences of the common

assumption that one principal stress axis is oriented vertically, we consider the stress tensor defined by the σ_1 and σ_2 azimuths of the model A and imposing σ_3 vertical (called model A'). The new slip conditions are calculated for the three geodetic planes using the same uncertainty values (Table 5 and figure 8). Pore pressure conditions are equivalent for 76a and 84 plane, but differ significantly for 76b plane. Following Sibson (1990), the 76b fault plane is now described as unfavorable or severely misoriented for reactivation (P_0 superlithostatic).

The assumption that a principal stress direction is oriented vertically (Model A') leads to a very different analysis of slip conditions for the three mainshocks of the Gazli sequence than when considering the independently determined stress tensor (Model A). The model A' requires very high pore pressure (close or greater than σ_3) for the 1976b shock to be frictionally activated - this was the conclusion of Amorèse and Grasso (1995) following a two-dimensional stress analysis. Such high pore pressure is not required when considering the stress state independently derived from small magnitude EFM (model A). This stress model (model A) provides realistic slip conditions for each of the three mainshocks of the Gazli sequence even when considering a null pore pressure.

Discussion

Two end-member hypotheses have been proposed to explain the occurrence of intraplate seismicity: either it is reactivation of pre-existing zone of weakness in a uniformly oriented regional stress field or it is due to a local stress perturbation or concentration. It is of great interest to compare the stress orientations inferred in the Gazli area with

available indicators of regional stress field in order to provide constraints on the sources of the seismicity of the Gazli area.

Zoback (1992a) observing the compilation of more than 7000 data on tectonic stress orientations, shows that, to a first order approximation, some broad continental regions support an approximately uniform stress orientation. She shows that these first order stress patterns result mainly from compressional plate-driving forces, especially continental collisions. For Central Asia, the regional stress state may then result from the collision tectonics at the boundaries of the Asian plate, as previously suggested by Molnar and Tapponnier (1975). Around Western Central Asia, the main boundary conditions are: the northward motion of the Pamir indenter, at a rate of approximately 4 to 5 cm/y (e.g. De Mets et al., 1990); the Iranian continental convergence, estimated by Jackson and McKenzie (1984) at about 1.3 cm/y in the N50E direction (Figure 6). In Afghanistan, very little seismicity is recorded along the southern edge of the Asian plate (The Herat suture) (Heuckroth and Karim, 1973), and only a slow strike-slip motion is observed on this fault (less than 3 mm/y, Sborshikov et al., 1981). The other boundaries of the Indian plate are very far from Western Central Asia, their influence on the stress tensor of this area should be of second order. The stress model computed in this study (model A), and the stress model deduced from larger events (model C) (Amorèse et Grasso, 1995) are in good agreement with the general stress pattern deduced from the world stress database: the Pamir indenter would be responsible for the maximum horizontal stress (S_{hmax}) direction oriented NW-SE, while convergence in Iran would be responsible for a compression oriented SW-NE in Western Central Asia (Figure 9). The Gazli seismic sequence is, thus unlikely to be due to local stress anomalies or stress

concentration and is more likely to have been localized on pre-existing weakness zones. Similar conclusion has been already found concerning intraplate seismicity in Eastern North America (Zoback, 1992b).

Following the suggestion that the three mainshocks were localized on pre-existing weakness zone, the variation of fault plane orientation observed from one mainshock to the other (Figure 2) could reflect the lack of well developed, well oriented (to be frictionally reactivated) faults in the area. This supports the idea proposed by Bossu et al. (1995) that the Gazli seismic sequence is localized on a NE-SW structurally immature feature i.e. a feature which has not undergone yet significant net displacement (Schweig and Ellis, 1994). In such a case, there are no well developed faults, but rather numerous smaller rupture planes with various orientations. Note that the global NE-SW orientation of the seismically active zone at Gazli (Bossu et al., 1995) mimics the young thrust faulting that develops in front of new sedimentary basins in the Turan plate from Oligocene to Low Pliocene (Thomas et al., 1995).

To pursue this further, the occurrence of three $M_s = 7.0$ events in a same area in 8 years does not follow a typical foreshock-aftershock pattern. Seismic sequence of two or more mainshocks have been observed in several intraplate settings: 1811-1812 New Madrid (at least 3 $M > 8$), 1985 Nahanni (M_s 6.6 and 6.9) and 1988 Tennant Creek (M_s 6.3, 6.4 and 6.7). In terms of seismic energy released, three $M_s = 7.0$ Gazli events are equivalent to a single $M_s = 7.3$ earthquake. The fact that the seismic energy has been released by three $M_s = 7.0$ events instead of a single $M_s = 7.3$ one could be explained by the lack of a well oriented fault sufficiently large to release such a large event. Then, the seismic deformation would occur along the better oriented available weakness zones. Scotti et al.

(1995, in preparation) calculate the stress changes due to one event on the fault plane of the succeeding event. They found that the 76a stress change promotes rupture on the 76b plane, and that the 76a and 76b stress changes combined could also promote rupture along the 1984 fault plane. According to the geodetic results (Amorèse and Grasso, 1995), the total rupture area involved during the Gazli seismic sequence is around 900 km² (That is, somewhere between 700 and 1100 km²). The Bukhara-Ghissar fault, the main fault detected in the Gazli area (Figure 2), is theoretically long enough to localize this rupture area. If the Bukhara-Ghissar fault, striking N110-N120E is well oriented in the prevailing stress field, one would expect the Bukhara-Ghissar fault to localize seismic deformation of the area. Though, this is a rough slip conditions analysis, it can be concluded that if the Bukhara-Ghissar fault steeply dips to the South (greater than 30-35°), or, gently dips to the North (less than 30-35°), each rupture plane of the Gazli mainshocks (Amorèse et al., 1995) were more likely to be frictionally activated than the Bukhara-Ghissar fault (Figure 8). It could explain why the main weakness zone of the area has not localized the seismic deformation of the sequence.

Conclusion

In the intraplate area of Gazli, several estimations of Shmax direction, from average P axes (Figure 9), stress inversion of large and intermediate ($M_s \geq 4.2$) (Amorèse and Grasso, 1995) or smaller ($M_l \leq 3.2$) EFM (two datasets of respectively 25 and 45 EFM) are providing the same estimation : a N125E direction. It could indicate that, at least in some cases, the maximum horizontal stress direction can be easily constrained. On the

other hand, the aspect ratio $R = (\sigma_2 - \sigma_1)/(\sigma_3 - \sigma_1)$, deduced from the same stress inversions is more difficult to constrain (uncertainty is evaluated to 0.2).

From the stress tensors of the upper crust available in the world stress database (Zoback, 1992a), we have shown that it cannot be inferred from general P and T axes orientation which are often close to horizontal or vertical plane, that one of the principal stresses is oriented vertically: although the horizontal is a preferential orientation for principal stresses orientation, the only indication for a preferential principal stress direction found for dip values greater than 45° seems to be around 75°. Assuming that one principal stress axis is very close to the vertical axis can only be considered as a first order approximation. Conclusions of slip condition analysis may be strongly altered by such an assumption and the necessity, to get meaningful conclusions, of taking into account the uncertainties of both stress tensor determination and rupture plane parameters has been shown.

Each of the three basic assumptions of stress inversions have been assessed to define the most appropriate criteria to select EFM for inferring local stress field. Stress inversions are based mainly on the coincidence of slip direction and sense with resolved shear stress on the fault plane. At the moment, it still remains unknown if the evolution of the slip direction is only controlled by the static stress field before rupture (and so no variation in rake should be observed during rupture propagation on a single fault plane) or if local dynamic stress drops created by the previous stages of the rupture can modify slip direction. So as to avoid a further assumption, it is careful to consider only the rupture initiation, and by the way, to prefer first motion EFM. The differences between multiple focal solutions for the same event seem to be due to complex rupture (Scott and

Kanamori, 1985; Anderson, 1988). Bent (1993) has shown that intraplate events seems to share source complexity; thus, the choice of first-motion EFM to invert local stress field could be more significant in an intraplate setting. Since for complex events, fault plane and slip orientations can evolve extensively from nucleation to rupture stop and since for local stress field inversion rupture initiation parameters are the most appropriate, the magnitude of the considered event may not be the key criterion to assess the quality of a stress inversion.

In this study, we show that slip in the three mainshocks of the Gazli sequence are in agreement with the independently determined local stress field. The similarity between the local and the regional stress field orientations in this region suggests that the seismic deformation has been localized on pre-existing zones of weakness. We propose that the fact that seismic energy has been released during three variously oriented $M_s = 7.0$ events rather than a larger single one could imply that there is a lack in the Gazli area of well oriented faults which could release the whole energy of the seismic sequence in a single event.

Acknowledgments: The authors are grateful to F. Cornet for providing the stress inversion programs, B. Nurtaev and the Uzbek Academy of Sciences for providing essential information on seismicity of the Gazli region and O. Scotti for computing stress changes. We are also grateful to M. Assumpção and A. McGarr for constructive comments on the manuscript. This work was supported by Université Joseph Fourier and DBT-INSU "Instabilités", "Mecalith" and "Tectoscope et Positionnement" programs.

Table 1 : Data and results for the best fitting stress model (model A) obtained with the complete dataset of the 1991 focal solutions of the Gazli area. Nodal plane parameters uncertainties, as provided by FPFIT program (Reasenber and Oppenheimer, 1985) are indicated in brackets. Number 1 in the "Res." column implies that nodal plane 1 was selected as fracture plane whilst number 2 refers for the second plane. When a focal mechanism has been found inconsistent with model A it is indicated by "Inc."

Table 2 : Uncertainty values and correlations for the stress inversion of 45 EFM of the Gazli area as deduced from a posteriori covariance matrix. According to this matrix, uncertainties on angular parameters are lower than 1.5° and uncertainty on aspect ratio is around 0.2. The correlation between azimuth and dip of the σ_1 axis is 50%.

Table 3 : Stress solutions obtained by perturbing parameters of the 45 EFM. This table provide means to evaluate the correlations between the three angular values.

Table 4 : Solutions of stress tensor determined from the 25 EFM with $M_l \geq 1.0$ which achieved the second type convergence (σ_i (az. $^\circ$, dip $^\circ$)). Number in the column "Inc." indicate the number of focal solution (see Table 1) inconsistent with the stress tensor. The solutions 1, 2 and 3 do not differ from the model A, except for the aspect ratio which is significantly greater than the value of the model A. The solutions 4, 5 and 6 can be derived from the model A by making a permutation of the σ_2 and σ_3 axis (model B).

The last solution (7) exhibits σ_2 and σ_3 position halfway between model A and model B ones.

Table 5 : Slip conditions for each of the three mainshock geodetic plane. Pore pressure condition are calculated for τ/σ_n ratio to reach 80% of μ_{max} and are expressed as percentage of σ_3 magnitude. Uncertainties are given in brackets. The model A is determined by stress inversion of 45 EFM. The model A' is derived from model A by assuming that σ_3 is vertical (The same uncertainty are assumed for model A').

Figure 1 : Schematic tectonic map of the Caspian sea-Himalayan area. Shaded areas are respectively above 2000 m and 4000 m. Large black arrows indicate the current motion of India and Iran relative to Asia. Gazli is located within the Turan platform.

Figure 2 : Structural features and the three mainshocks of the area. The geodetically determined rupture planes are represented by their projection on the Earth surface (bold lines correspond to the upper sides of the planes). Circles represent epicentral location determined by the Uzbek network. Main structural features are deduced from satellite images analysis (Bossu et al., 1995). The dashed line represents the limit of the local gas field. Open circles represent epicentral position of the events considered by Amorèse and Grasso (1995). Epicentral position of the 45 EFM used in this study are represented by crosses: + symbol represent events with $M_l < 1.0$ and x symbol for events with $M_l \geq 1.0$. (Modified from Bossu et al., 1995)

Figure 3 : Equal area projection of the lower hemisphere showing the limit of the 50% confidence domains for the σ_1 direction (in gray) as determined with the approximate method from the 45 earthquake mechanisms determined in May and June 1991. Dotted line defines the σ_1 domain defined by all approximate solutions.

Figure 4 : Equal area projection of the lower hemisphere showing the model A (squares) with the 22 perturbed solutions (see Table 3). For the perturbed solutions circles represent σ_1 axes, + symbols σ_2 axes and x symbols σ_3 axes. The model C (Amorèse and Grasso, 1995) (triangles) is represented with its uncertainty domains (shaded areas) for comparison.

Figure 5: Stress changes and location of aftershocks (crosses) used to determine model C. (a): Stress changes following the April, 8 and May, 17 1976 mainshocks (location of the July, 14 1977 and June, 4 1978 aftershocks). (b): Stress Changes following the March, 19 1984 mainshock (location of the March, 20 and August 14, 1984). The stress changes (in bars) is represented as octahedral shear stress $\tau_{OH} = \frac{\sqrt{2(I_1^2 + 3I_2)}}{3}$ with $I_1 = \sigma_{xx} + \sigma_{yy} + \sigma_{zz}$; $I_2 = \sigma_{xy}^2 + \sigma_{xz}^2 + \sigma_{yz}^2 - (\sigma_{xx}\sigma_{yy} + \sigma_{xx}\sigma_{zz} + \sigma_{zz}\sigma_{yy})$. The depth of calculus is 12 km (average depth of aftershocks), poisson's ratio equals 0.25 and shear modulus equals 300000 bars.

Figure 6a : Histograms of the plunge of the principal stress axes of 102 stress states deduced from average or inversion of several focal mechanisms (data from the world stress database (Zoback, 1992a) normalized by plunge distribution of randomly oriented stress tensors (black bars). Large bars represent the same histogram weighted by the data quality (For each quality the weight is respectively : A = 11, B = 7, C = 4, D = 2, E = 1). Stress regime distribution of the data are as follow : thrust faulting (17 data), thrust and strike-slip faulting (21), strike-slip faulting (37), normal and strike-slip faulting (5), normal faulting (21) and one data has unknown stress regime.

Figure 6b: Histogram of the plunge of the σ_1 and σ_3 axes of the 102 stress states deduced from average or inversion of several focal mechanisms (data from the world stress database (Zoback, 1992a). The histogram is normalized by the number of measurements (102) and weighted by a factor associated to the quality data (see figure 6a). The large proportion of plunge value close to 0 is partially due to the distribution of stress regime (more than 35% of the data are strike-slip faulting). The same pattern is found when only considering the σ_1 direction.

Figure 7: Initial dips of normal, thrust and strike-slip fault for a stress state with none principal stress direction oriented vertically. α is the departure angle of the closest principal stress from the vertical (in degree). Shaded areas represent the theoretical variation of initial dip of faults when a principal stress is oriented vertically. Only rotations around horizontal axes are investigated (black and dashed lines).

Figure 8: Mohr's circles representation of the geodetic plane of the mainshocks (with associated uncertainty domain) in the stress field model A and A'. The model A' is derived from model A by assuming the σ_3 axis oriented vertically. Open square, hexagon and triangle represent respectively the 76a, 76b and 84 geodetic plane in the model A stress field; shaded areas represent associated uncertainty domain. Black square, hexagon and triangle represent respectively the 76a, 76b and 84 geodetic plane in the model A' stress field; open areas represent associated uncertainty domain. Symbol "x" represent the Bukhara-Ghissar fault orientation in the model A stress tensor, assuming a dip angle of 40° to the South. Since we are interested in a ratio of stresses, the shear stress τ and the normal stress σ_n are normalized by σ_3 magnitude.

Figure 9 : General Shmax pattern (black lines) in western Central Asia from the world stress database (Zoback, 1992a) and comparison with the Shmax and Shmin orientation determined in the Gazli area by stress inversion in this study (thick and narrow black converging arrows). The large black arrows near Pamir and Kopeth Dag indicate the direction of motion of India and Iran relative to Asia. The total number of stress indicators concerning the western central Asia is 241. Except in the Gazli area, the Shmax orientations are averaged over 1° square. The values are weighted by a factor associated to the quality of the data (see Figure 6) and line lengths of data are proportional to total weight; the orientations drawn have a total weight equal or greater to 7. In the Gazli area the same procedure has been performed in a 0.125° square, but only the data whose stress regime is thrust faulting, combination thrust and strike-slip faulting and strike-slip

faulting have been considered, because there is no indication of extension in the area and all other data are from the same source who may have contributed some data which had not been thoroughly checked (Whiteside, personal communication, 1994). The same S_{hmax} direction is derived in the Gazli area from this simple calculation and from stress inversion performed by Amorèse and Grasso (1995) and the one performed in this study.

REFERENCES :

- Amorèse, D., J.-R. Grasso, L. M. Plotnikova, B. Nurtaev and R. Bossu, 1995. Rupture kinematics of the three Gazli major earthquakes from vertical and horizontal displacements data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85: 552-559.
- Amorèse, D. and J.-R. Grasso, 1995. Ruptures planes of the Gazli earthquakes deduced from local stress tensor calculus and geodetic data inversion. *J. Geophys. Res.* (accepted),
- Anderson, H., 1988. Comparison of centered-moment tensor and first motion solutions for western Mediterranean earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 52: 1-7.
- Bell, J. S., 1990. Lecture: The stress regime of the Scotian shelf offshore eastern Canada to 6 kilometers depth and implications for rock mechanics and hydrocarbon migration. *Rock at great depth* Ed. M. & Fourmaintraux. Balkema, Rotterdam, 1243-1265.
- Bent, A., 1993. The 1989 (Ms 6.3) Ungava, Quebec earthquake: A complex intraplate event. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84: 1075-1088.
- Bezrodnyĭ, E. M., 1979. Mechanisms of the Gazli earthquakes from seismological data (in Russian). *Seismological research in Uzbekistan*. Tashkent, Fan, ed. 42-53.
- Bezrodnyĭ, E. M., 1986. The source mechanism of the Gazli earthquakes of 1976-1984 (in Russian). *Gazli earthquakes of 1976 and 1984* Eds. I. V. Shebalin, R. I. Ibragimov and Y. K. Tshernov. Tashkent, Fan, ed. 94-105.
- Bossu, R., J.-R. Grasso, L. M. Plotnikova, B. Nurtaev, J. Frechet and M. Moisy, 1995. Intracontinental seismic faulting: the Gazli, Uzbekistan faulting, sequence 15 years later. *Bull. Seism. Soc. Am.* (submitted),
- Bott, M. H. P., 1959. The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, XCVI: 11-117.
- Bruhn, R. L., W. A. Yonkee and W. T. Parry, 1990. Structural and fluid-chemical properties of seismogenic normal faults. *Tectonophysics*, 175: 139-157.
- Byerlee, J. D., 1978. Friction of rocks. *Pure appl. Geophys.*, 116: 615-626.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus and S. Stein, 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101: 425-478.
- Eyidogan, H., J. Nabelek and M. N. Toksoz, 1985. The Gazli, USSR, 19 march 1984 earthquake: the mechanism and tectonic implications. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75: 661-675.
- Gephart, J. W. and D. W. Forsyth, 1984. 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.

Grasso, J.-R. (1993). Fluides et instabilités sismiques: implications pour le comportement mécanique de la croûte supérieure. Thèse d'Etat, Université Joseph Fourier.

Harris, R. A., R. W. Simpson and P. A. Reasenberg, 1995. Influence of static stress changes on earthquake locations in southern California. *Nature*, 375: 221-224

Hartzell, S., 1980. Faulting process of the May 17, 1976 Gazli, USSR earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70: 1715-1736.

Heuckroth, L. E. and R. A. Karim, 1973. Afghan seismotectonics. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 274: 389-395.

Jackson, J. and D. McKenzie, 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between Turkey and Pakistan. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 77: 185-264.

Julien, P. and F. H. Cornet, 1987. Stress determination from aftershocks of the Campania-Lucania earthquake of November 23, 1980. *Ann. Geophys.*, 5B: 289-300.

King, G. C. P., R. S. Stein and J. Lin, 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84: 935-953.

Knopoff, L., 1964. Earth tides as a triggering mechanism for earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54: 1865-1870.

Kristy, M. J., L. J. Burdick and D. W. Simpson, 1980. The focal mechanisms of the Gazli, USSR, earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70: 1737-1750.

McGarr, A., 1984. Scaling of ground motion parameters, state of stress, and focal depth. *J. Geophys. Res.*, 89: 6969-6979.

McGarr, A. and N. C. Gay, 1978. State of stress in the Earth's crust. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 6: 405-436.

McKenzie, D. P., 1969. The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59: 591-601.

Michael, A. J., 1987. Stress rotation during the Coalinga aftershock sequence. *J. Geophys. Res.*, 92: 7963-7979.

Molnar, P. and P. Tapponnier, 1975. Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision. *Science*, 189: 419-426.

Plotnikova, L. M., M. G. Flyonova and V. I. Machmudova, 1989. Induced seismicity in the Gazly gas field region. The XXV th general Assembly of the IASPEI. Istanbul. 309-319

Reasenberg, P. A. and D. Oppenheimer, 1985. FPFIT, FPLOT and FPPAGE: FORTRAN computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. US Geological Survey. Open-file report 85-739

Rivera, L. And Cisternas, A., 1990. Stress tensor and fault and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80 (3): 600-614

Sborshchikov, I. M., L. A. Savostin and L. P. Zonenshain, 1981. Present plate tectonics between Turkey and Tibet. *Tectonophysics*, 79: 45-73.

Schweig, E. S. and M. A. Ellis (1994). Reconciling short recurrence intervals with minor deformation in the New Madrid Seismic zone. *Science*. 264: 1308-1311.

Scott, D. R. and H. Kanamori, 1985. On the consistency of moment tensor source mechanisms with first-motion data. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 37: 97-107.

Sibson, R. H., 1985. A note on fault reactivation. *J. Struct. Geol.*, 7: 751-754.

Sibson, R. H., 1989. High-angle faulting in northern New Brunswick, Canada, and its implications for fluid pressure levels.

Sibson, R. H., 1990. Rupture nucleation on unfavorably oriented faults. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80: 1580-1604.

Sibson, R. H., 1994. An assessment of field evidence for 'Byerlee' friction. *Pageoph*, 142: 645-662.

Simpson, D. W. and W. Leith, 1985. The 1976 and 1984 Gazli, USSR, earthquakes_ Were they induced? *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75: 1465-1468.

Sipkin, S. A., 1986. Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: Global seismicity change, 1981-1983. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76: 1515-1541.

Thomas, J. C., P. R. Cobbold, V. S. Shein and S. Le Douaran, 1995. Late Paleozoic to recent development of sedimentary basins on the Turan and South Kazakh Platforms, Central Asia. The 1995 AAPG International Conference and exhibition, Nice: 62A.

Zoback, M. D. and J. H. Healy, 1984. Friction, faulting, and "in situ" stress. *Annls. Geophys.*, 2: 689-698.

Zoback, M. D. and J. H. Healy, 1992. In situ stress measurements to 3.5 km depth in the Cajon Pass scientific research borehole: implications for the mechanics of crustal faulting. 97: 5039-5057.

Zoback, M. L., 1992a. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The world stress map project. 97: 11703-11728.

Zoback, M. L., 1992b. Stress field constraints on intraplate seismicity in Eastern North America. *J. Geophys. Res.*, 97: 11761-11782.

Ev.	Ml	Nodal Plane 1			Nodal Plane 2			Res.
		Str.(°) (Δ stri)	Dip (°) (Δ dip)	Slip (°) (Δ slip)	Str. (°)	Dip (°)	Slip (°)	
1	1.68	100 (13)	65 (13)	0 (5)	10	90	205	1
2	0.53	65 (28)	55 (10)	85 (53)	254	35	97	2
3	2.18	150 (5)	60 (3)	100 (15)	311	31	74	2
4	1.62	20 (15)	45 (18)	95 (25)	193	45	85	2
5	1.09	115 (8)	65 (10)	325 (8)	9	59	209	1
6	1.20	70 (23)	85 (13)	22 (40)	338	68	175	2
7	1.54	90 (8)	35 (13)	0 (38)	360	90	125	2
8	1.38	145 (8)	65 (10)	14 (15)	48	77	154	1
9	1.29	10 (10)	50 (10)	125 (25)	143	51	56	2
10	0.70	115 (8)	60 (3)	75 (3)	323	33	114	1
11	0.77	140 (8)	50 (5)	100 (3)	305	41	79	2
12	1.66	55 (5)	85 (13)	180 (45)	145	90	355	1
13	1.23	105 (3)	75 (13)	146 (13)	205	57	18	1
14	1.25	70 (13)	85 (10)	22 (25)	338	68	175	2
15	0.30	5 (13)	45 (8)	55 (13)	230	55	120	1
16	0.85	75 (15)	70 (20)	330 (20)	334	62	203	1
17	1.10	10 (10)	25 (18)	195 (23)	114	84	294	2
18	1.51	40 (5)	30 (8)	90 (3)	220	60	90	2
19	0.14	10 (13)	50 (15)	115 (25)	154	46	63	2
20	0.58	70 (20)	40 (5)	95 (23)	243	50	86	1
21	2.02	150 (5)	65 (15)	9 (25)	56	81	155	1
22	1.19	50 (8)	50 (8)	130 (13)	177	54	52	2
23	0.23	65 (10)	60 (5)	340 (15)	325	73	211	1
24	1.19	0 (5)	45 (13)	19 (30)	256	76	133	Inc.
25	3.20	20 (13)	55 (8)	105 (50)	175	38	70	2
26	0.48	150 (5)	30 (23)	200 (28)	257	80	299	2
27	1.46	30 (13)	60 (18)	340 (25)	290	73	211	2
28	1.69	60 (13)	80 (13)	141 (3)	158	52	13	1
29	0.98	85 (10)	70 (13)	80 (20)	292	22	115	2
30	0.46	75 (13)	80 (8)	27 (20)	340	64	169	2
31	1.03	115 (18)	70 (23)	351 (5)	22	82	200	1
32	0.34	150 (5)	85 (13)	22 (33)	58	68	175	1
33	1.14	150 (13)	45 (10)	280 (38)	344	46	260	Inc.
34	0.40	105 (13)	60 (13)	140 (13)	218	56	37	Inc.
35	1.23	70 (18)	85 (13)	294 (40)	329	25	192	1
36	0.96	70 (13)	85 (3)	338 (10)	338	68	185	1
37	0.76	75 (15)	65 (15)	0 (0)	345	90	205	1
38	0.89	50 (5)	55 (5)	339 (10)	308	73	217	2
39	2.09	120 (23)	65 (18)	9 (33)	26	81	155	2
40	1.01	50 (13)	85 (13)	329 (13)	317	59	186	1
41	0.85	80 (13)	60 (10)	340 (25)	340	73	211	1
42	0.50	25 (3)	85 (0)	349 (10)	294	79	185	2
43	0.81	40 (15)	85 (8)	141 (3)	134	51	6	1
44	1.51	45 (20)	50 (8)	130 (8)	172	54	52	2
45	0.88	20 (25)	70 (20)	0 (15)	290	90	200	2

Table 1

Variance	1.5	0.90	1.0	0.17
Correlation	Az. of σ_1 axis	Dip of σ_1 axis	Dip of σ_2 axis	R
Az. of σ_1 axis		0.52	- 0.22	- 0.72 E -2
Dip of σ_1 axis	0.52		- 0.9 E -1	0.32 E -1
Dip of σ_2 axis	- 0.22	-0.9 E -1		- 0.11 E -1
R	- 0.72 E -2	0.32 E -1	- 0.11 E -1	

Table 2

Az. of σ_1 axis (°)	Dip of σ_1 axis (°)	Dip of σ_2 axis (°)	R
309.75	0.37	24.86	0.293
309.41	2.31	25.81	0.425
309.38	3.42	23.52	0.434
309.19	3.29	24.18	0.376
308.93	1.21	23.50	0.346
308.90	3.31	24.14	0.371
308.78	4.56	25.69	0.418
308.24	3.64	25.09	0.403
308.11	3.68	25.07	0.326
307.40	2.23	24.93	0.313
306.77	3.23	25.11	0.337
306.77	2.38	23.92	0.425
306.65	0.57	24.96	0.370
306.59	2.53	23.09	0.355
306.14	0.55	24.21	0.322
306.12	1.44	23.98	0.311
306.05	3.21	24.10	0.361
304.45	2.25	18.85	0.391
124.21	0.25	24.16	0.330
303.83	2.72	26.01	0.376
303.58	1.47	26.59	0.352
303.52	1.53	24.68	0.385

Table 3

	σ_1 (°)	σ_2 (°)	σ_3 (°)	R	Inc.
1	301, 4	33, 23	202, 67	0.54	22; 33
2	308, 7	42, 31	206, 58	0.65	33
3	316, 4	47, 27	218, 63	0.44	33; 35
4	299, 29	167, 50	44, 24	0.46	3; 9; 14
5	304, 21	181, 54	45, 28	0.10	
6	305, 20	183, 55	45, 28	0.10	
7	305, 14	63, 63	208, 22	0.86	3; 9; 13

Table 4

Model	μ_s/μ_{max}		P_o/σ_3 to satisfy:	
	μ_s value for $\mu_{max} = 0.75$		$\mu_s = 0.8 \mu_{max}$	
	A	A'	A	A'
76a	63 % (47 - 82)	67 % (56 - 85)	64 % (0 - 139)	50 % (0 - 93)
76b	86 % (73 - 95)	57 % (37 - 76)	0 % (0 - 23)	78 % (12 - 178)
84	91 % (82 - 100)	92 % (77 - 100)	0 %	0 % (0 - 8)

Table 5

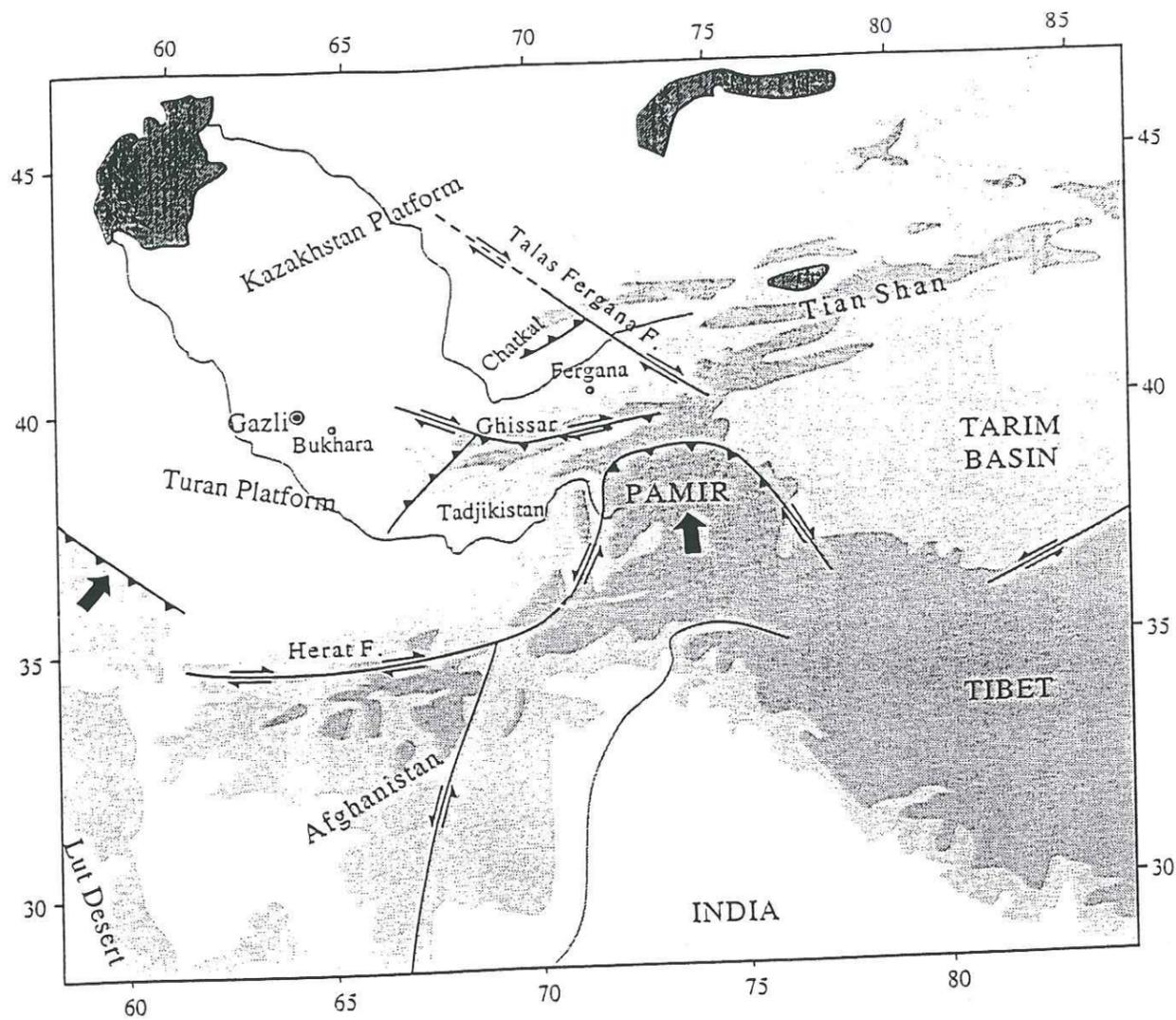


Figure 1

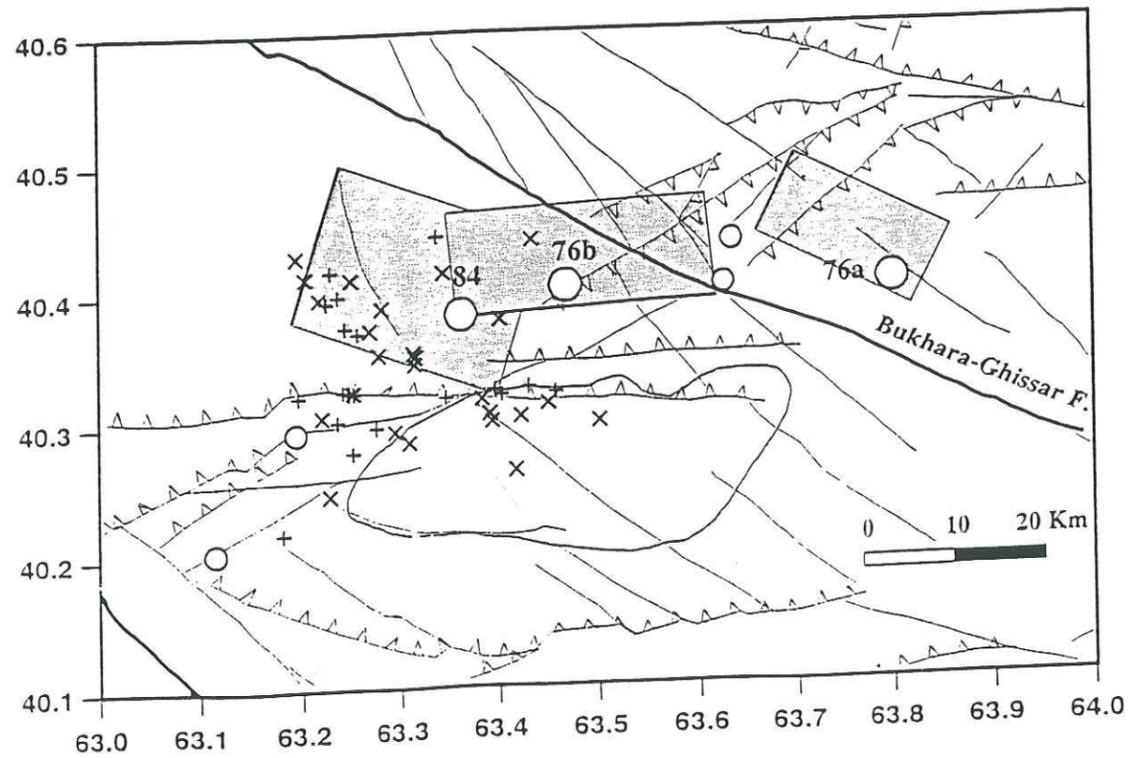


Figure 2
147

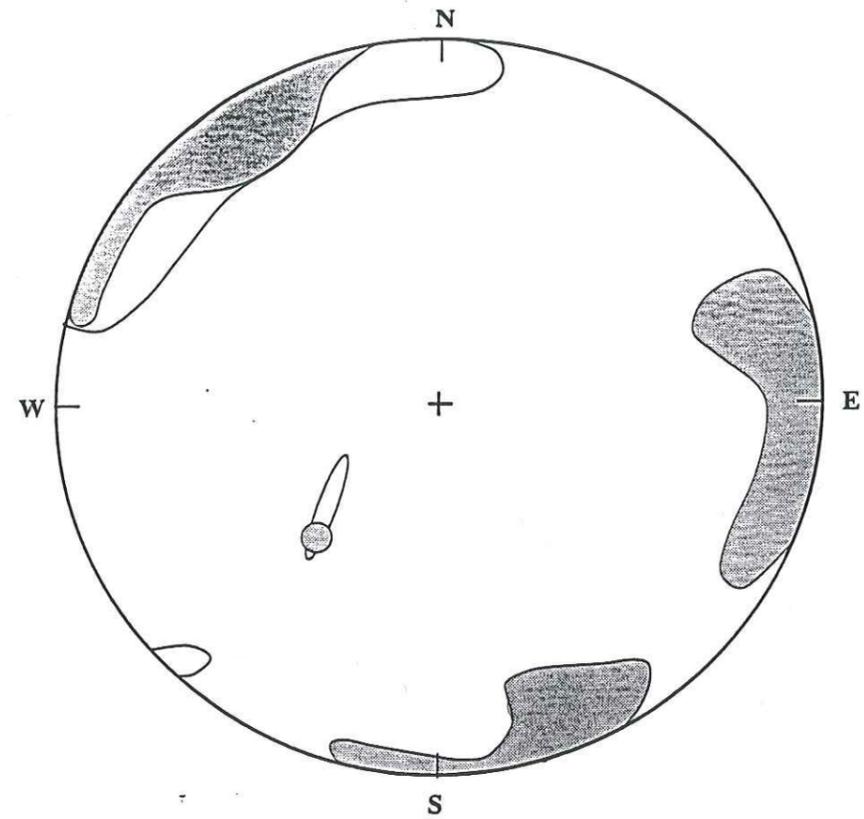


Figure 3

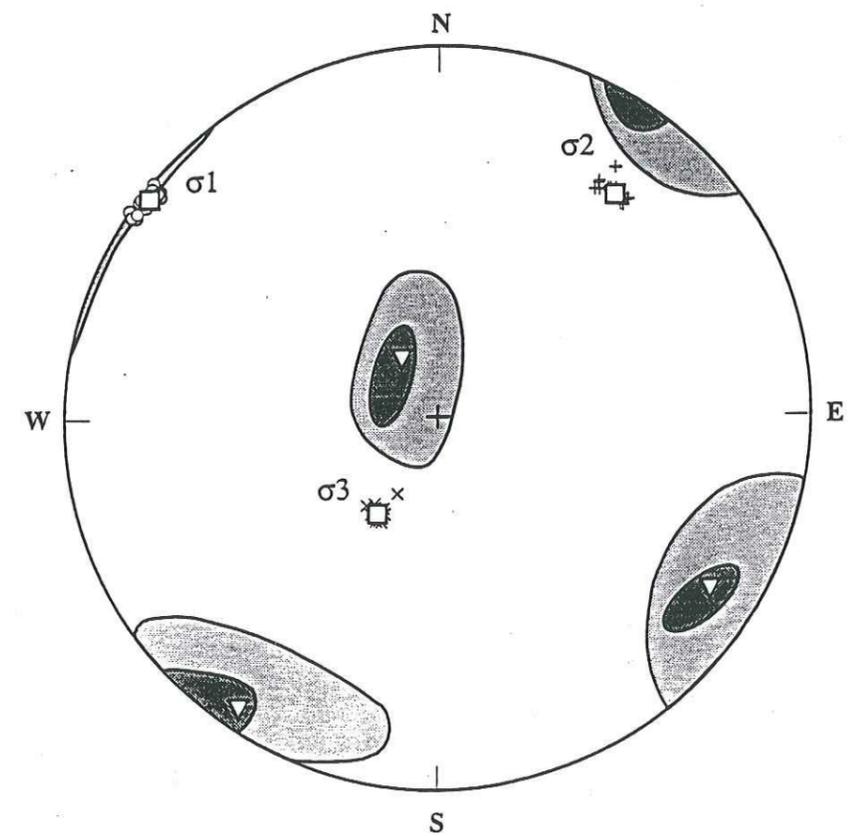


Figure 4
148

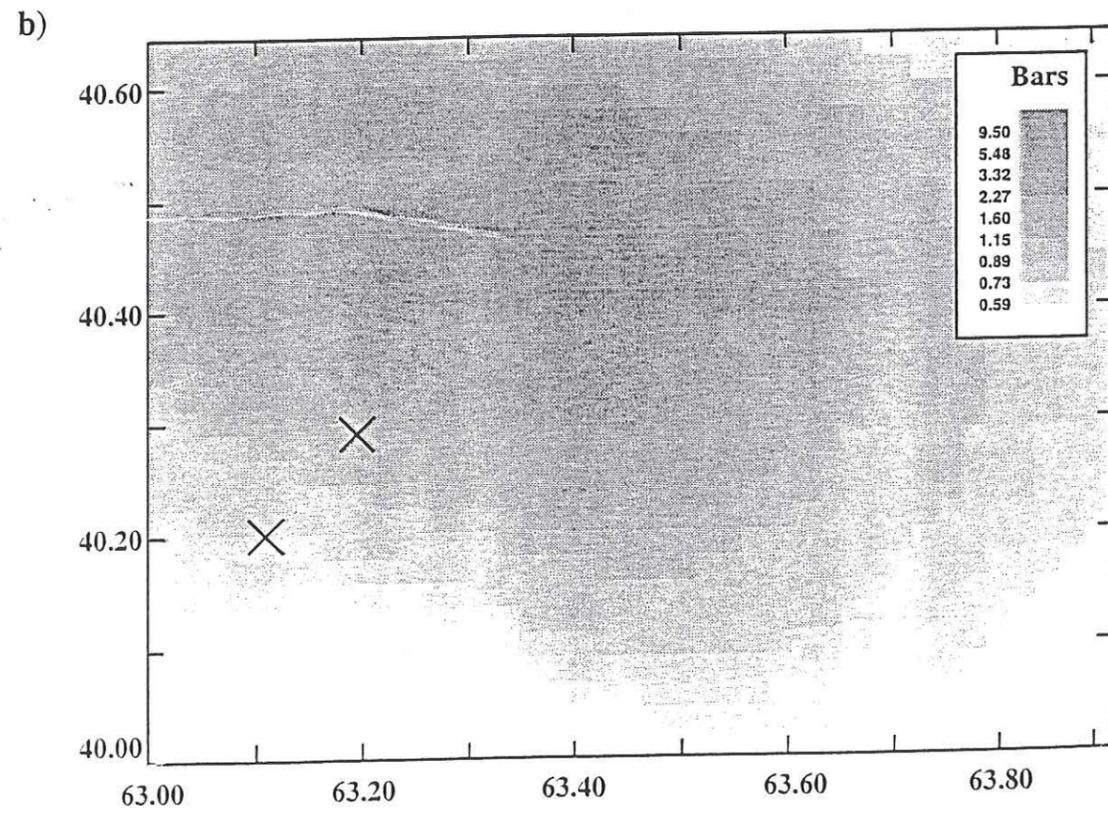
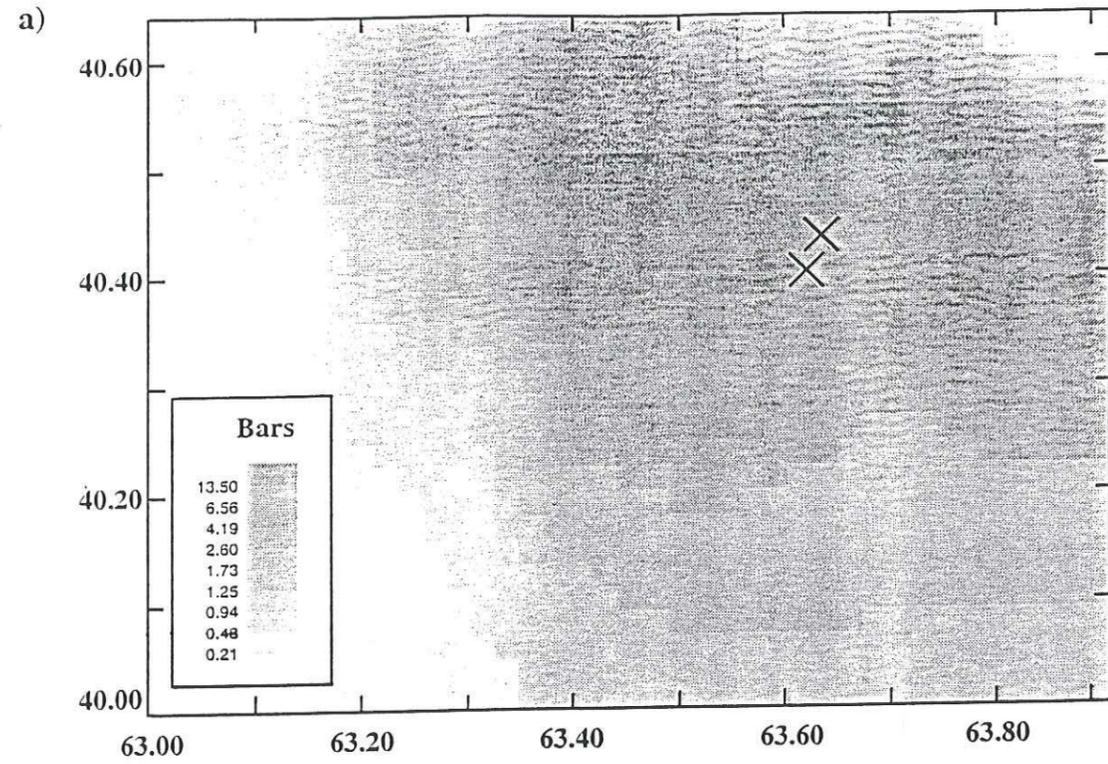


Figure 5
149

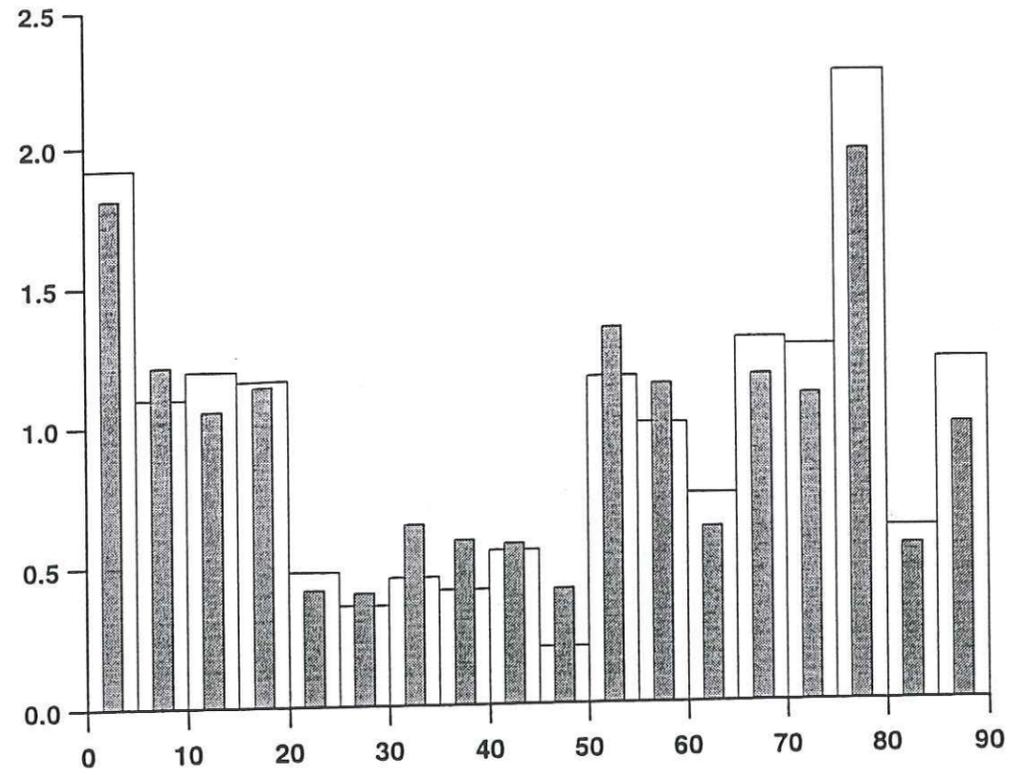


Figure 6a

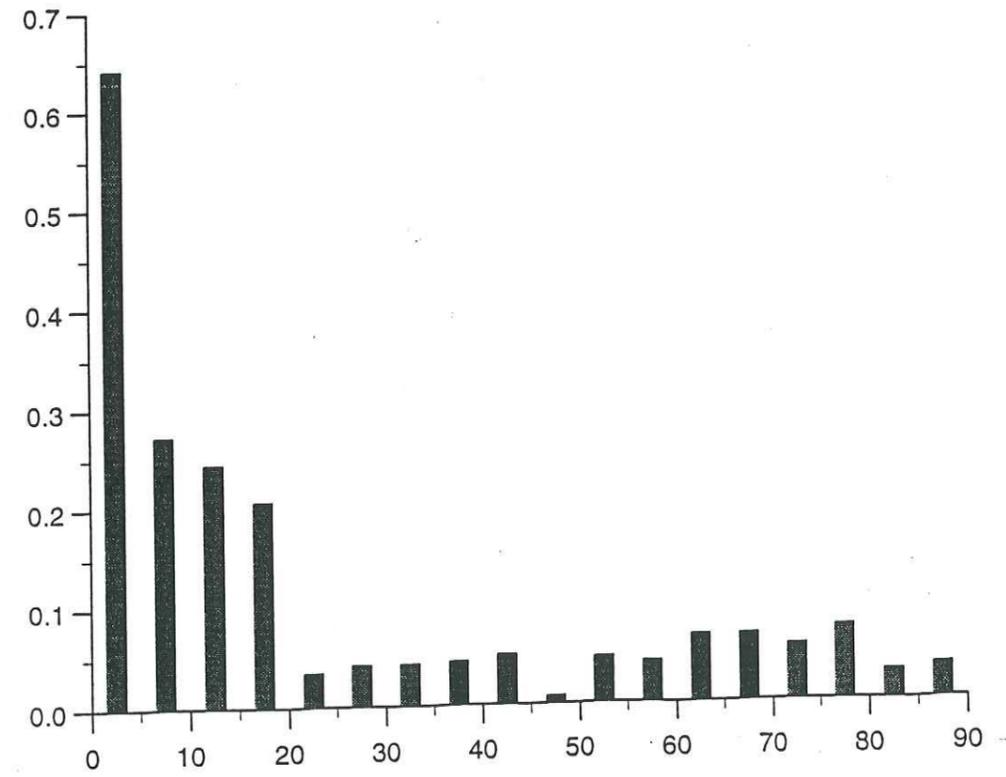


Figure 6b

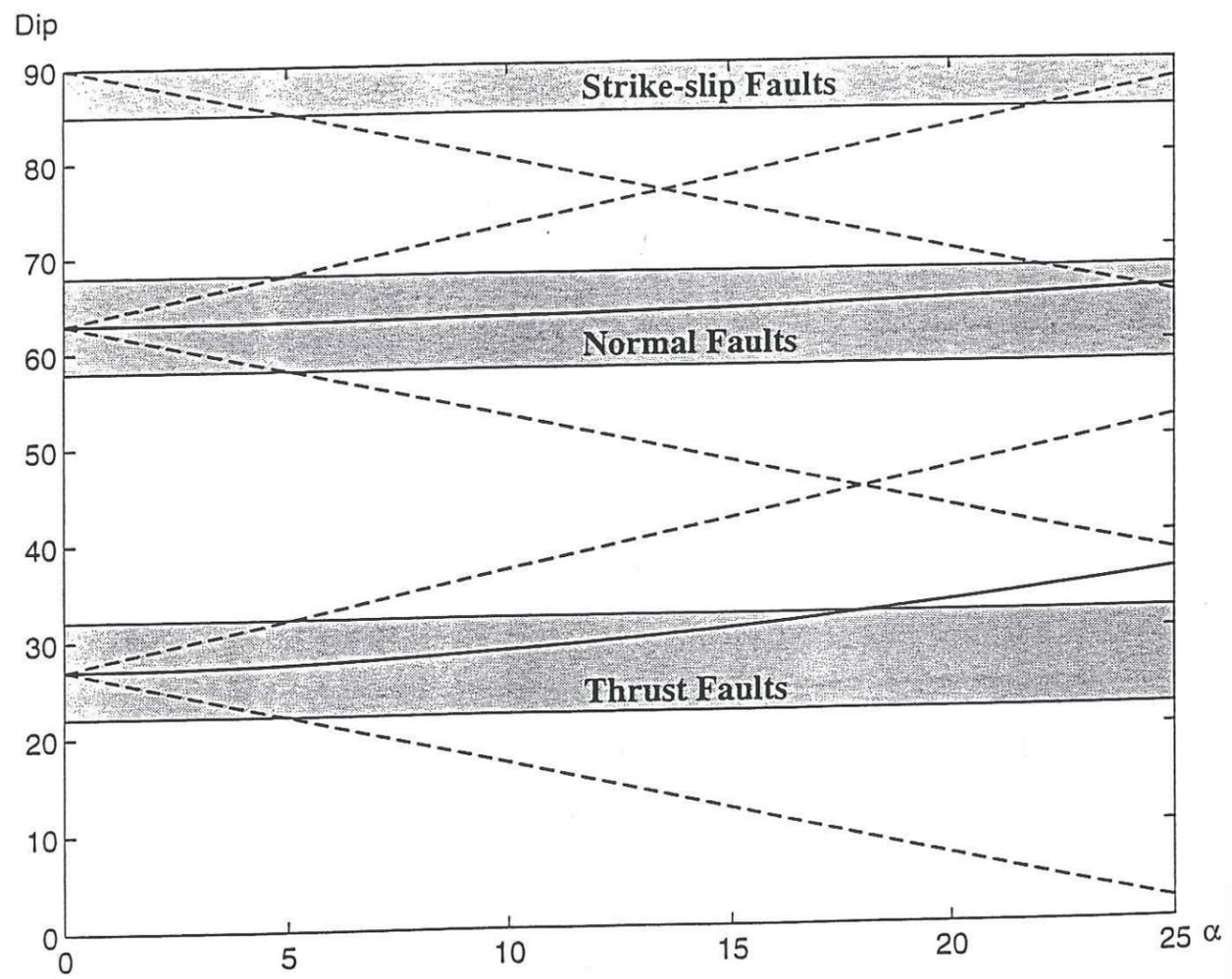


Figure 7
151

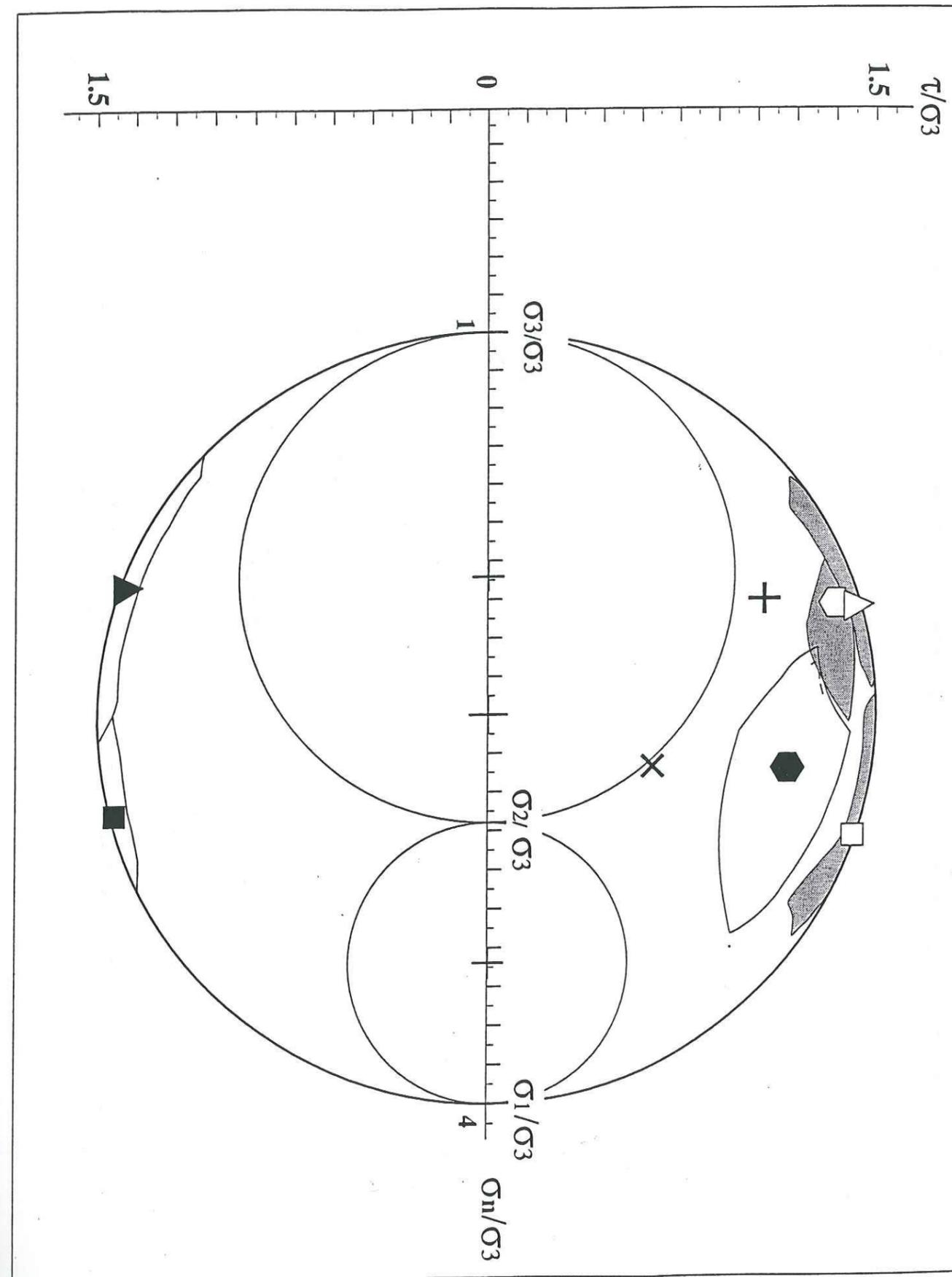


Figure 8

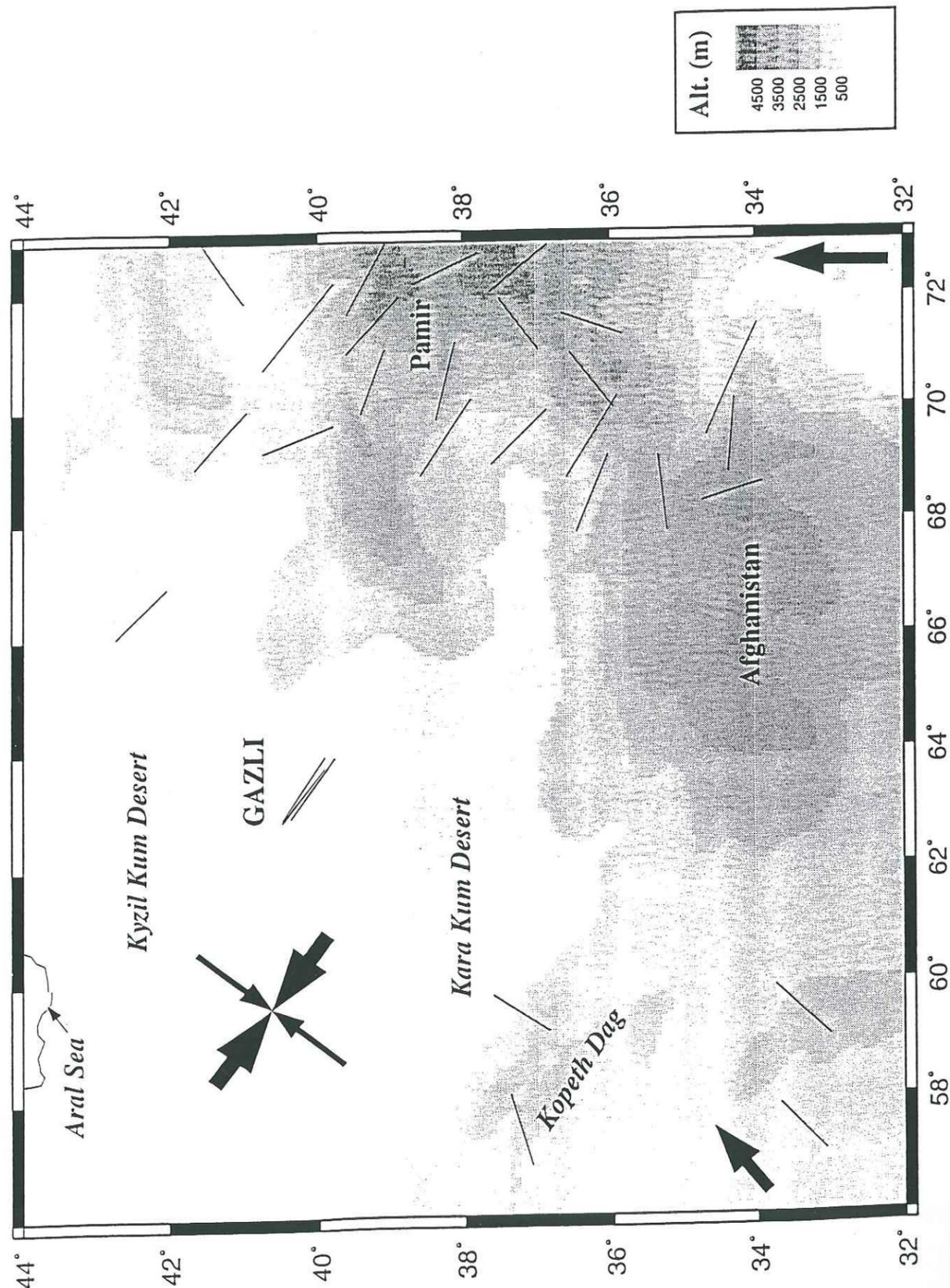


Figure 9

IV-2.4 Perturbations du champ des contraintes

Un séisme majeur perturbe le champ des contraintes dans sa région épacentrale. Quelles sont les conséquences exactes de cette perturbation ? D'après certains calculs, cette perturbation peut expliquer la répartition spatiale des répliques (par exemple, Das et Scholz, 1981; Harris et Simpson, 1992; King et al., 1994); mais, est-elle suffisante pour modifier localement les directions principales des contraintes, comme semble l'indiquer plusieurs études ? (par exemple, Xu et Wang, 1986; Michael, 1987b; Oppenheimer et al., 1988). Dans cette dernière hypothèse, les solutions focales de répliques à un séisme majeur dérivent d'un état des contraintes perturbé, et, par conséquent, ce ne sont pas des données adéquates pour inverser le champ local des contraintes.

L'idée de ce chapitre est de comparer le tenseur local des contraintes à Gazli (représenté par le modèle A défini dans le paragraphe IV.2.3) au tenseur obtenu à partir de solutions focales de répliques au séisme de 1984. Si ces deux tenseurs ont des directions principales équivalentes, alors, la magnitude de la contrainte maximale de cisaillement $(\sigma_1 - \sigma_3)/2$ in-situ est très supérieure à la magnitude de la perturbation. De plus, cela implique qu'une perturbation infime (au regard de l'état des contraintes ambiant) est capable de déclencher des instabilités sismiques, c'est à dire que les plans de faille des répliques se situaient, avant l'occurrence du séisme majeur, à la limite de la rupture. Au contraire, si les directions principales des deux tenseurs des contraintes sont différentes, alors la magnitude de la perturbation est comparable à la magnitude de la contrainte maximale de cisaillement in-situ.

IV-2.4.1 Présentation des données

Les données utilisées sont composées de 139 mécanismes (catalogue de l'Académie des Sciences d'Ouzbékistan) (Figure IV.1) de répliques au séisme du 19 mars 1984 s'étant produites entre le 20 mars et le 29 mai de la même année ($2.6 \leq M \leq 4.7$). Les solutions focales ont été calculées à partir des données de premiers mouvements par le réseau local et régional

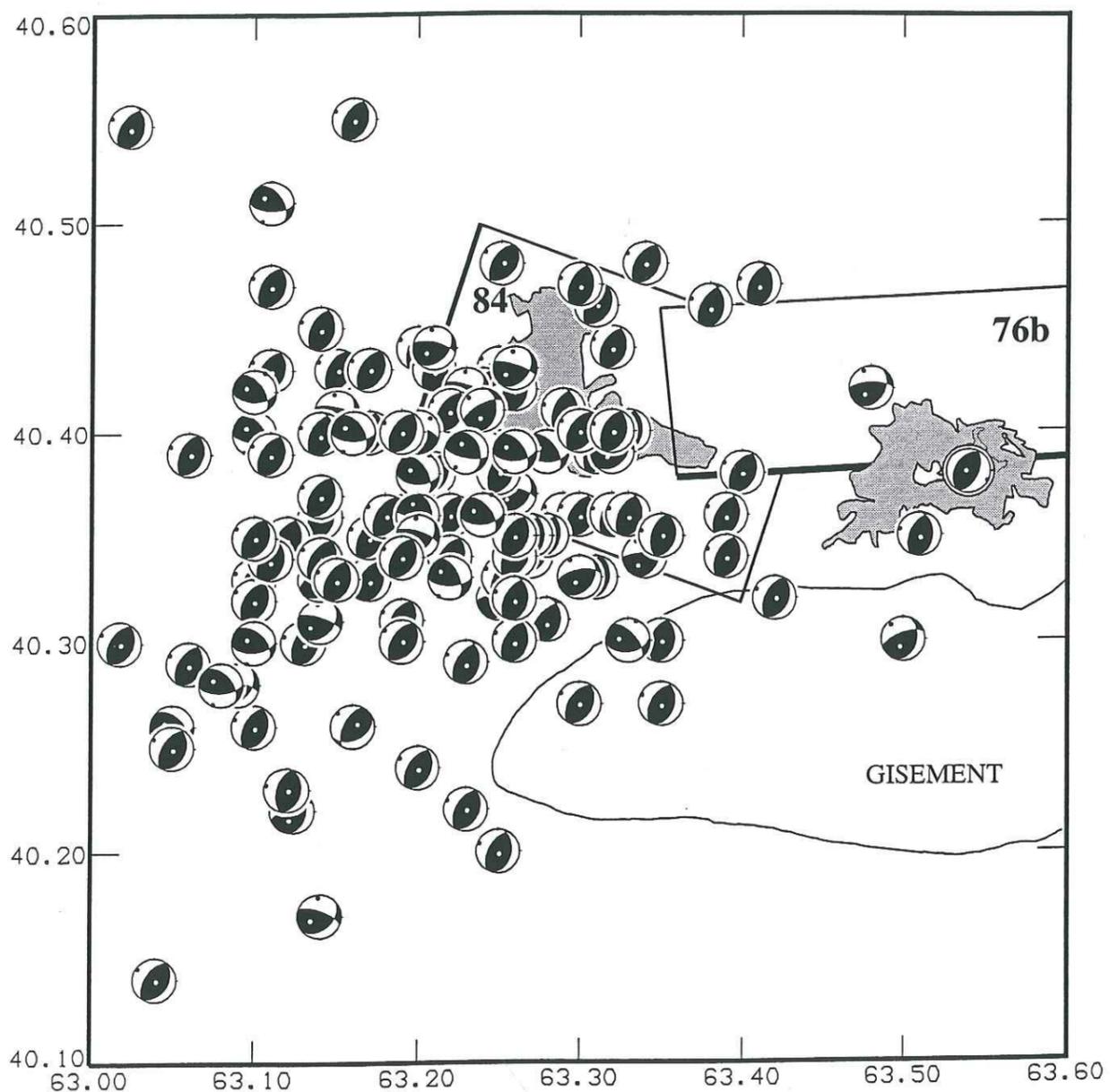


Figure IV.1: Carte montrant les solutions focales de 139 répliques au séisme du 19 mars 1984. Les contours du gisement de gaz, des deux lacs situés au Nord de celui-ci et des plans de faille des séismes 76b et 84 sont représentés.

d'Asie Centrale (voir figure II.2). Les données de premiers mouvements ne sont pas disponibles, ce qui ne permet pas d'estimer pour chacun des séismes les incertitudes sur les paramètres focaux. Une incertitude moyenne sur chacun des paramètres de 15° semble néanmoins réaliste (Nurtaev, communication personnelle 1994).

Les axes P de ces 139 mécanismes sont proches de l'horizontale, et les axes T sont proches de la verticale (Figure IV.2). Plus de 60% des axes P ont un azimuth proche ($\pm 12^\circ$) de N295E (Figure IV.2). Les variations d'azimut de ces axes atteignent néanmoins 150° (Figure IV.2). Si ces solutions focales étaient considérées comme parfaitement définies (c'est-à-dire si, contrairement à la notion de données expérimentales, l'incertitude sur chacun de leurs paramètres était nulle), il n'existerait pas de champ de contraintes uniforme non dégénéré (c'est à dire où $\sigma_1 \neq \sigma_2 \neq \sigma_3$) permettant d'expliquer l'ensemble de ces mécanismes.

Aucune variation spatiale des solutions focales n'est observée, ni latéralement (Figure IV.1), ni en profondeur. Par contre, une variation temporelle de l'orientation des axes P est mise en évidence environ 700 heures après le choc principal (Figure IV.3). Cette observation peut elle être le signe d'une brusque variation de l'état des contraintes à Gazli ? La variation se produit à partir du 17 avril 1984. Cette date ne correspond pas à une activité sismique particulière dans la région (la dernière réplique la plus forte ($K = 12.6$, $M = 5$) a eu lieu une semaine auparavant, le 11 avril à 23:30 (TU)), ni à une modification sensible du réseau d'enregistrement (le réseau temporaire a fonctionné du 22 mars au 27 mai 1984, Bonnin et al., 1993). Si effectivement la brusque variation d'azimut des axes P correspond à une modification de l'état des contraintes, la cause de la perturbation reste à définir.

Si la présentation de solutions focales en termes d'orientation d'axes P et T est adaptée à une étude des déformations ou des contraintes, on lui préfère la représentation des normales aux plans nodaux lorsque l'on s'intéresse aux orientations de plan de faille (Figure IV.4). On peut noter que le plan de faille du séisme majeur de 1984 calculé à partir des données de géodésie est en excellent accord avec les orientations de plan nodaux des répliques (Figure IV.4) et qu'une autre partie des mécanismes ont un plan nodal d'orientation proche ($\pm 15^\circ$) au

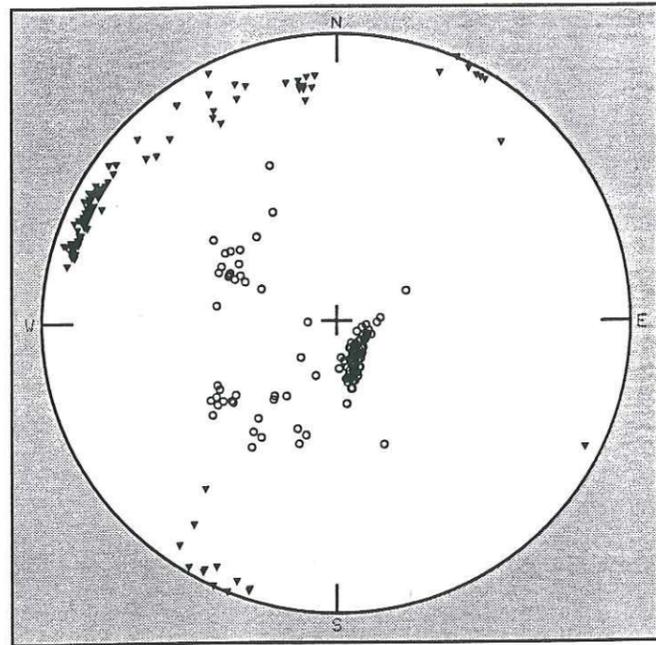


Figure IV.2: Projection des axes P (triangles) et T (cercles) de 139 répliques au séisme du 19 mars 1984. Projection de la demi sphère inférieure.

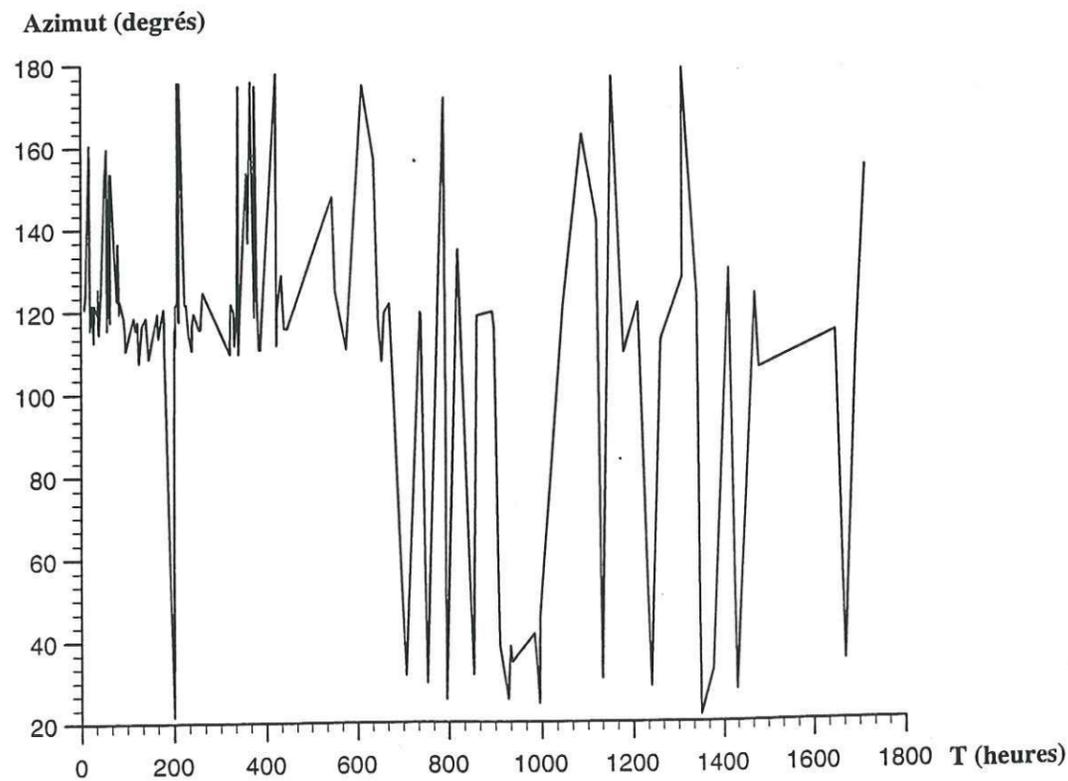


Figure IV.3: Azimut des axes P en fonction du temps écoulé à partir du choc principal (la direction de plongement des axes n'est pas prise en compte): Une seconde famille de mécanismes, caractérisée par un axe P d'azimut moyen de 30°, apparaît environ 700 heures après le choc principal.

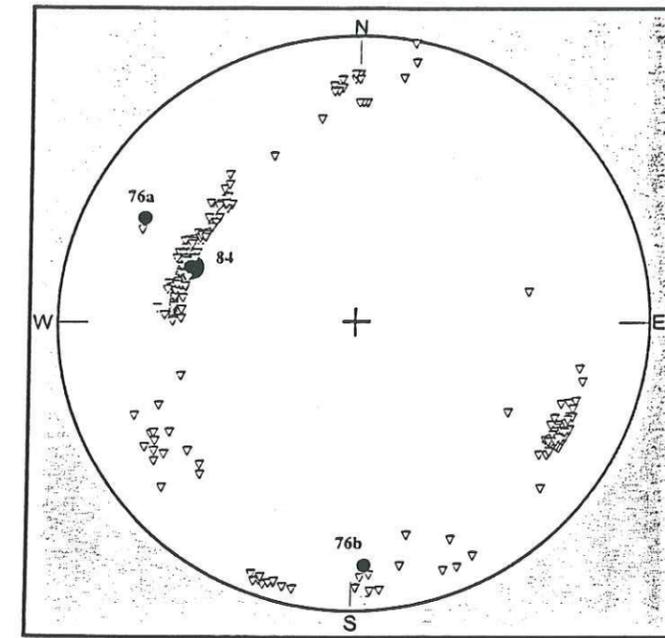


Figure IV.4: Projection des normales aux plans nodaux de 139 répliques au séisme majeur de 1984. Les points noirs correspondent à la normale à chaque plan de faille des séismes majeurs (plans déduits de la géodésie). Projection de la demi sphère inférieure.

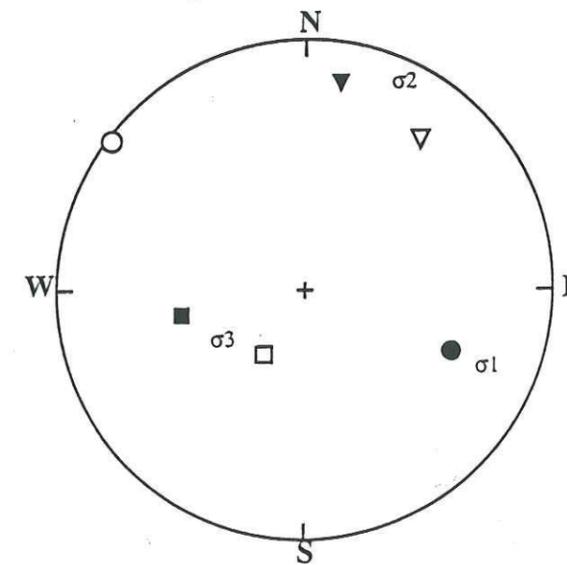


Figure IV.5: Directions principales du tenseur des contraintes locales (modèle A) et du tenseur déduit des répliques (modèle D). Les symboles vides correspondent au modèle D. Les symboles pleins correspondent au modèle A. Les cercles représentent la direction de l'axe σ_1 , les triangles et les carrés représentent respectivement la direction des axes σ_2 et σ_3 . Projection de la demi sphère inférieure.

plan géodésique de 76b (Figure IV.4). La variation d'orientation des axes P (Figure IV.3) 700 heures après le séisme majeur correspond à l'apparition de solutions focales ayant un plan nodal d'orientation proche au plan de faille du séisme 76b (Figure IV.4). Il semble donc que dans la région épacentrale du séisme du 19 mars 1984 à Gazli, deux familles de failles sont présentes: l'une dont l'orientation est proche de celle du plan de faille du séisme 84, et l'autre dont l'orientation se rapproche de celle du plan de faille du séisme 76b.

IV-2.4.2 Résultat de l'inversion des contraintes

La procédure d'inversion des contraintes présentée en détail au paragraphe IV.2.3 est appliquée à l'ensemble des 139 mécanismes, puis aux 98 solutions focales ayant une magnitude supérieure à 3.2. Ces deux calculs ont pour but de tester la stabilité du résultat obtenu. Ces deux calculs convergent vers le même tenseur des contraintes (appelé modèle D) défini par σ_1 (114°; 35°), σ_2 (12°; 16°), σ_3 (262°; 49°) et $R = 0.99$ (Figure IV.5) (en pratique, la convergence du calcul groupant les 139 répliques a nécessité un critère de convergence moins restrictif). Le tenseur calculé est un cas dégénéré pour lequel σ_2 et σ_3 ont des magnitudes équivalentes.

IV-2.4.3 Discussion et conclusion

Dans le paragraphe IV.2.3 trois estimations du tenseur des contraintes à Gazli, dont celle proposée par Amorèse et Grasso (1995) sont présentées; l'étude des répliques nous permet de donner une quatrième estimation de ce tenseur. Quelque soit la taille des séismes utilisés pour ces estimations, elles fournissent une direction de Sh_{max} cohérente. En effet, ces quatre tenseurs proviennent de l'inversion de solutions focales de petits séismes ($M_l \leq 3.2$), de séismes intermédiaires ($3.0 \leq M \leq 4.7$) et de séismes de magnitude plus importante ($4.2 \leq M \leq 7.0$), et les directions de Sh_{max} sont respectivement de N127°, N122°, N123° et N114°. Il

semble donc que la direction de Sh_{max} déduite de solutions focales soit constante (à $\pm 10^\circ$) quelque soit la taille des séismes considérés.

Les répliques au séisme de 1984 se divisent en deux familles: la première est caractérisée par un plan nodal d'orientation proche au plan de faille du séisme de 1984, la seconde se caractérise par un plan nodal d'orientation proche au plan de faille du séisme 76b. Ces deux familles n'étant pas séparées spatialement, on peut en conclure que dans la zone épacentrale au séisme majeur de 1984, deux familles de fractures sont disponibles pour localiser la déformation sismique. Cette observation souligne une nouvelle fois la complexité d'orientation des plans de faille dans la région de Gazli, complexité déjà mise en évidence à l'échelle des séismes majeurs.

L'objectif de l'inversion de mécanismes au foyer de répliques au séisme de 1984 était de tester une possible réorientation des directions principales des contraintes suite à la perturbation créée par le choc majeur. Il est clair que le tenseur des contraintes obtenu à partir de solutions focales de répliques est différent du tenseur représentant l'état local des contraintes à Gazli (Figure IV.5). Par conséquent, une partie au moins des répliques est gouvernée par un champ local perturbé. Les solutions focales de répliques ne représentent donc pas des données appropriées à la détermination de l'état local des contraintes.

Localement, la perturbation de contrainte consécutive à un séisme majeur est suffisante pour modifier significativement l'état local des contraintes. La magnitude de la perturbation des contraintes induite par un choc majeur étant de l'ordre du bar à quelques bars (par exemple, King et al., 1994), la magnitude de la contrainte maximale de cisaillement ($(\sigma_1 - \sigma_3)/2$) serait limitée à quelques centaines de bars (quelques dizaines de MPa). En effet, si la contrainte maximale de cisaillement in-situ était de plusieurs centaines de MPa, un séisme majeur ne pourrait pas modifier l'état local des contraintes. Cette estimation reste très grossière. Elle semble, néanmoins, recouper plusieurs estimations faites à partir d'observations directes. Par exemple, en considérant la différence d'altitude entre des zones de failles normales et des zones de failles inverses, Dalmayrac et Molnar (1981) proposent que la limite supérieure de $(\sigma_1 -$

$\sigma_3/2$ est de 250 bars (25 MPa). Martinod et al. (1995) montrent, à partir de l'étude des plissements de la lithosphères dans l'Océan Indien que la contrainte maximale cisailante dans la croûte est comprise entre 20 et 70 MPa.

L'étude de l'état des contraintes à partir de solutions focales de répliques à un séisme majeur permet deux conclusions importantes. Tout d'abord, une partie au moins des répliques est gouvernée par un état de contraintes perturbé. En conséquence, les mécanismes focaux de répliques ne constituent pas des données adéquates à la détermination de l'état local des contraintes. De plus, si un séisme modifie l'état local des contraintes, alors la perturbation engendrée et la contrainte maximale cisailante ($\sigma_1 - \sigma_3/2$) doivent avoir des ordres de grandeur comparables. En considérant la magnitude de la perturbation comme étant égale à quelques bars, la magnitude de la contrainte maximale cisailante dans la croûte devrait être de l'ordre de quelques dizaines MPa (soit quelques centaines de bars).

IV-3 Séismes de Gazli et tectonique de l'Asie du Sud-Ouest

L'analyse de l'orientation des contraintes principales locales et régionales a montré que la néotectonique semble être le moteur de cette déformation. En d'autre terme, l'exploitation locale de gaz ne semble pas être à l'origine de l'énergie sismique libérée à Gazli (voir chapitre V). Nous présentons ici les caractéristiques générales de l'histoire tectonique de la région de Gazli afin de mieux comprendre la relation entre la néotectonique et la déformation sismique. Cette présentation schématique de la tectonique est basée principalement sur les travaux de Boulin (1991) et Zonenshain et al. (1990).

IV-3.1 Présentation simplifiée de la tectonique régionale

L'Asie du Sud-Ouest (Iran, Afghanistan, Inde, anciennes Républiques soviétiques d'Asie Centrale) est constituée d'une mosaïque de blocs continentaux limités par des ceintures orogéniques (sutures). Dans la région qui nous intéresse, on distingue trois ceintures orogéniques majeures (Figure IV.6).

- La suture Oural-Tien Shan résulte de l'accrétion, au cours du Permien (295 à 245 Ma) (l'échelle numérique des temps géologiques utilisée est celle proposée par Odin et Odin, 1990) du bloc Sibérie-Kazakhstan et de la plaque Turan à l'Euramérique (Figure IV.7). Au Permien moyen, la Laurasia ainsi formée, est le principal continent de l'hémisphère Nord.

- La suture Paléothetys résulte de la fermeture, au cours du Trias supérieur (230 à 205 Ma), du domaine océanique de la Paleothetys et de l'accrétion au Sud de la Laurasia, des blocs Iran et Afghanistan (Figure IV.8).

- Les accrétions de l'Inde (45 Ma) et de l'Arabie (15 Ma) à l'Eurasie entraînent la fermeture de la Tethys (Figure IV.9). Ces collisions sont à l'origine de l'orogène Alpine-

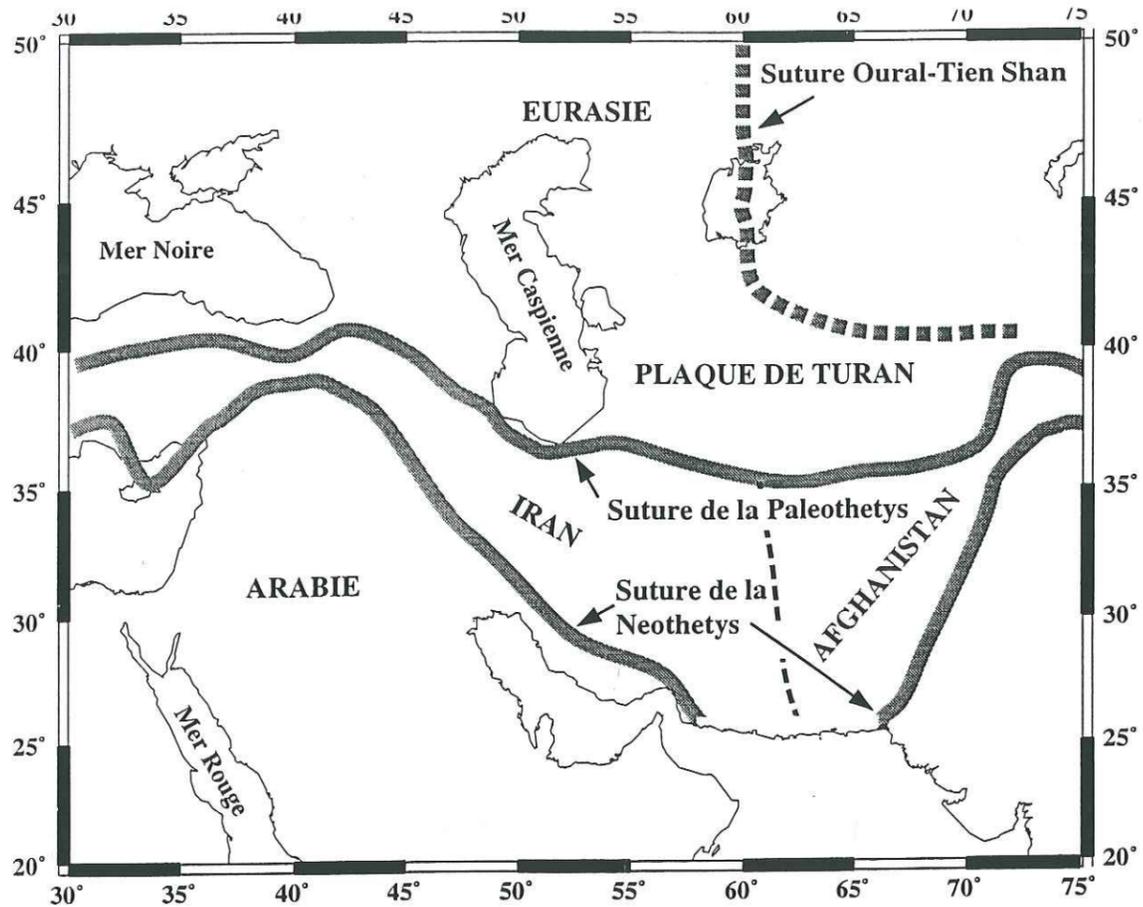


Figure IV.6: Ceintures orogéniques et principaux blocs de l'Asie du Sud-Ouest.

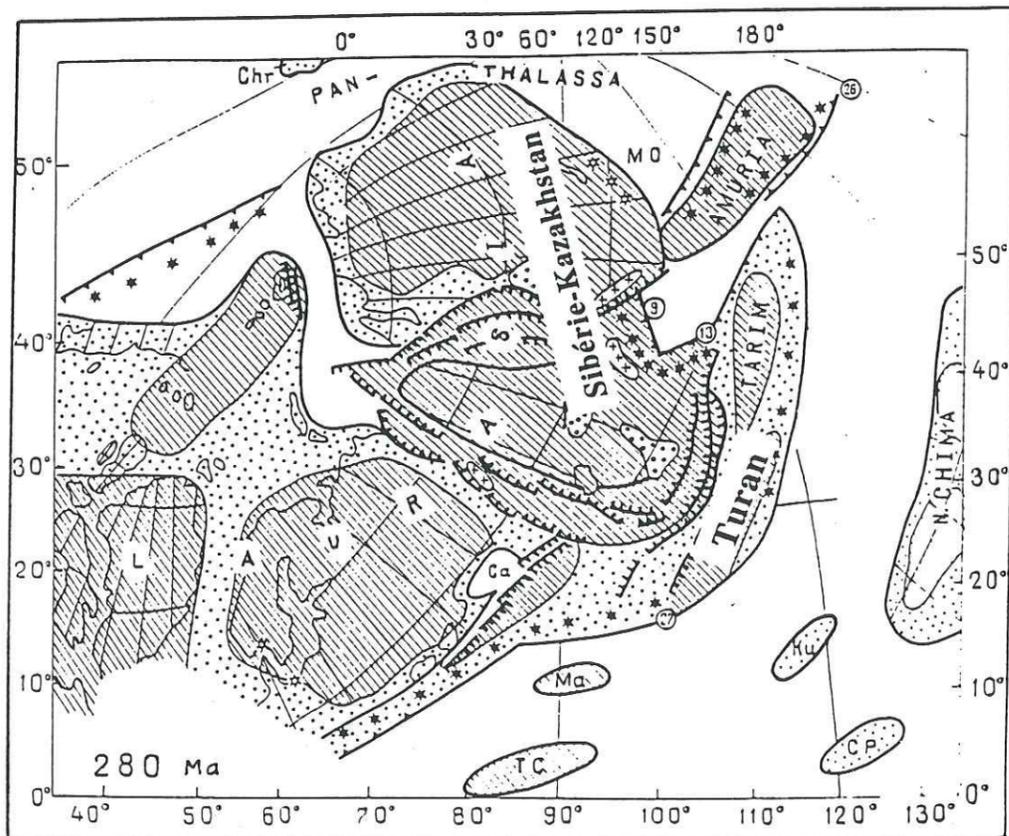


Figure IV.7: Reconstruction paléogéographique pour l'URSS à 280 Ma (d'après Zonenshain et al., 1990). L'accrétion à l'Euramérique du bloc Sibérie-Kazakhstan au niveau de l'Oural et de la plaque Turan au Sud forme la suture Oural-Tien Shan

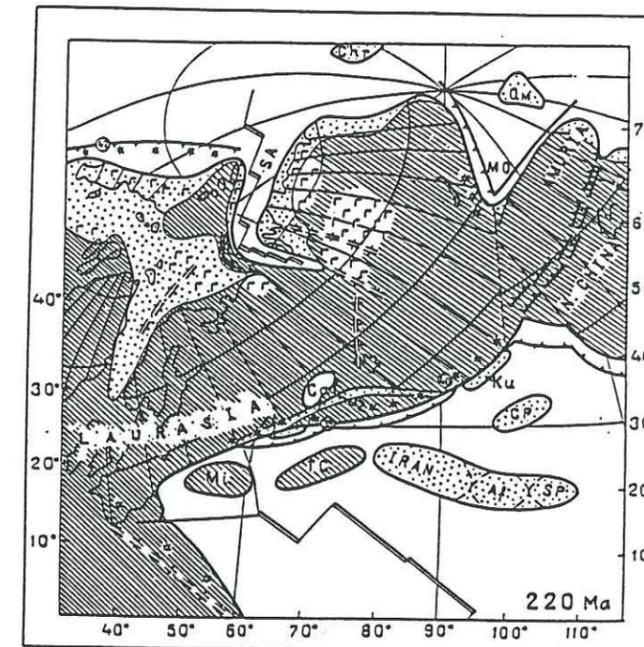


Figure IV.8: Reconstruction paléogéographique pour l'URSS à 220 Ma (d'après Zonenshain et al., 1990). Cette période est caractérisée par l'accrétion de plusieurs blocs (dont l'Iran et l'Afghanistan) au Sud de Laurasia.

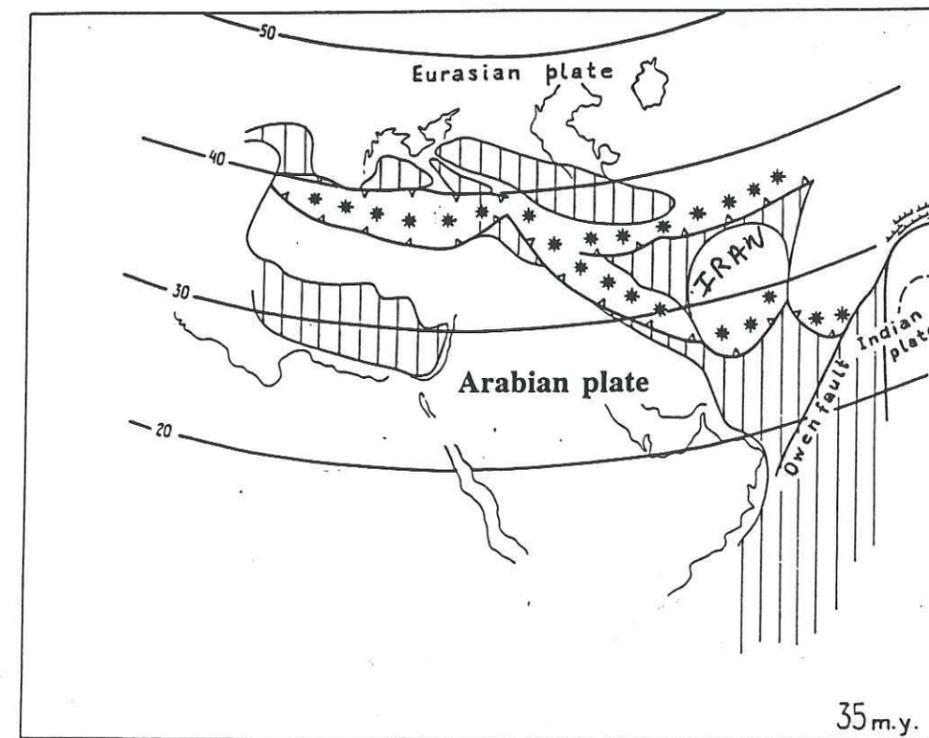


Figure IV.9: Reconstruction paléogéographique pour l'URSS à 35 Ma (d'après Zonenshain et al., 1990). La collision entre les plaques indienne, arabe et l'Eurasie contrôle la tectonique Tertiaire de l'Asie du Sud-Ouest.

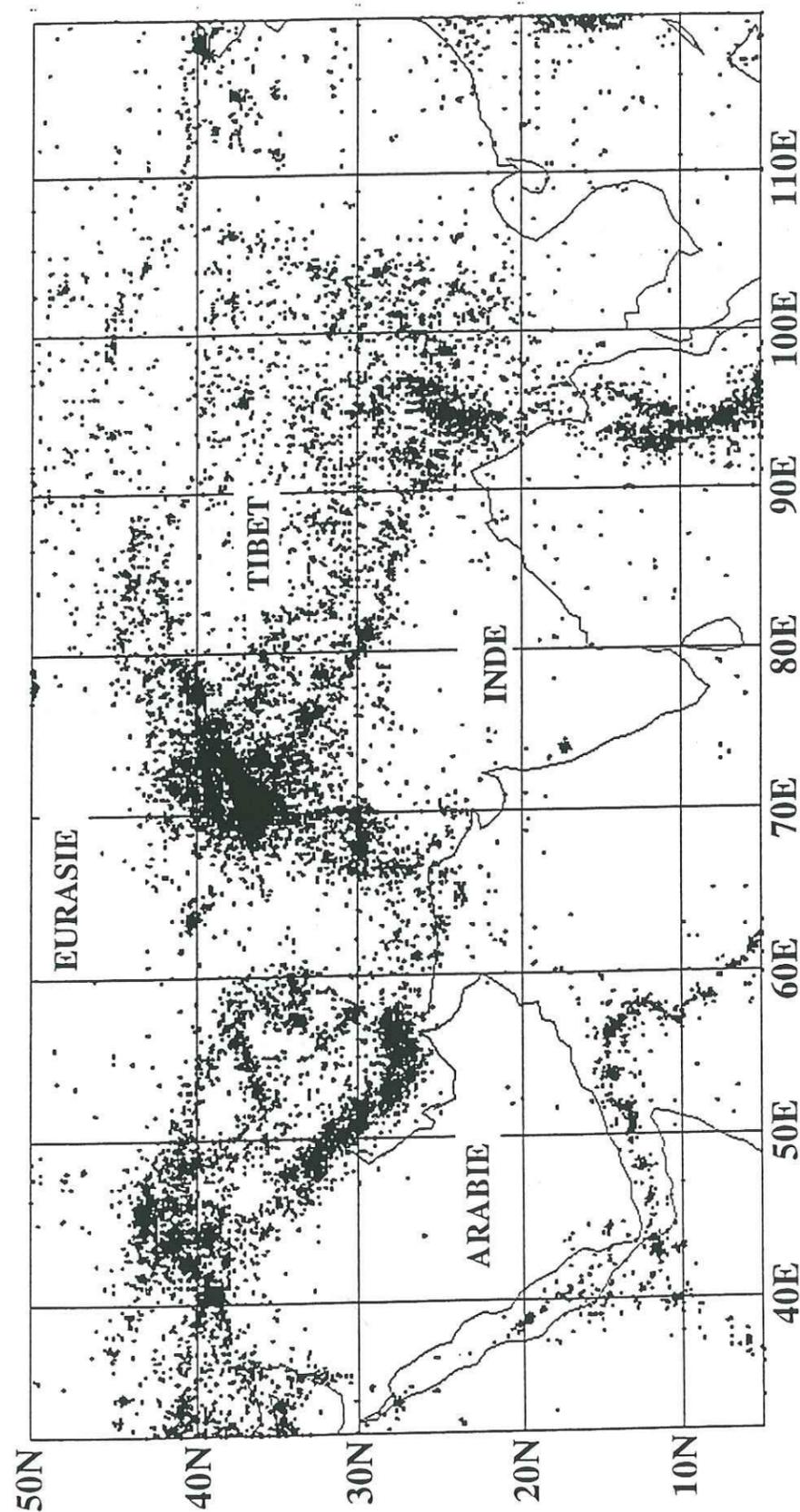


Figure IV.10: Sismicité de l'Asie (Catalogue de l'ISC depuis 1945 à 1991)

Himalayenne, événement majeur, responsable depuis 45 Ma de la déformation de l'Asie du Sud-Ouest.

IV-3.2 Néotectonique et déformation sismique à Gazli

IV-3.2.1 Asymétrie de la déformation résultant de la collision Inde-Asie

Depuis le début de la collision Inde-Asie, le raccourcissement entre les deux continents est de l'ordre de 2000 km; le taux de convergence actuel est estimé de 4 à 5 cm/a (par exemple McKenzie et Sclater, 1971; Molnar et Tapponnier, 1975; Lin et Watts, 1988). Une partie de cette convergence a été accommodée par de l'épaississement en Inde et en Asie responsable de la formation de l'Himalaya, du plateau Tibétain, et des reliefs situés à plusieurs milliers de kilomètres au Nord de la limite de la plaque Indienne (par exemple, le Tien Shan et l'Altaï) (Argand, 1924; Molnar et Tapponnier, 1975). Cet épaississement ne permet pas d'accommoder à lui seul la convergence entre les deux plaques. Une part importante de la convergence est également accommodée par l'extrusion latérale vers l'Est de panneaux de la plaque Asiatique, (par exemple, Molnar et Tapponnier, 1975; Tapponnier et Molnar, 1976, 1979; Peltzer et Tapponnier, 1988) ainsi que par des rotations de blocs crustaux autour d'axes verticaux (Cobbold et Davy, 1988; England et Molnar, 1990; Thomas et al., 1994). La part de la convergence accommodée par les différents mécanismes reste cependant mal contrainte (par exemple, Dewey et al., 1989; Le Pichon et al., 1992).

La subduction Est-Pacifique est probablement la condition aux limites majeure (effet de bord libre) permettant l'extrusion de blocs vers l'Est le long de grands décrochements crustaux (Molnar et Tapponnier, 1975; Davy et Cobbold, 1988). A l'inverse, l'Ouest de la collision Inde-Asie est plus confiné, limitant la propagation de grandes failles décrochantes à l'Ouest du Pamir. L'asymétrie actuelle de la déformation entre l'Est et l'Ouest de la collision Inde-Asie est clairement visible sur la carte de sismicité de la région (Figure IV.10). En Asie du Sud-Ouest, la sismicité est concentrée au niveau du Pamir, du Tien Shan et de l'Iran. Dans ce dernier domaine, la sismicité est due au mouvement vers le Nord de la plaque Arabique.

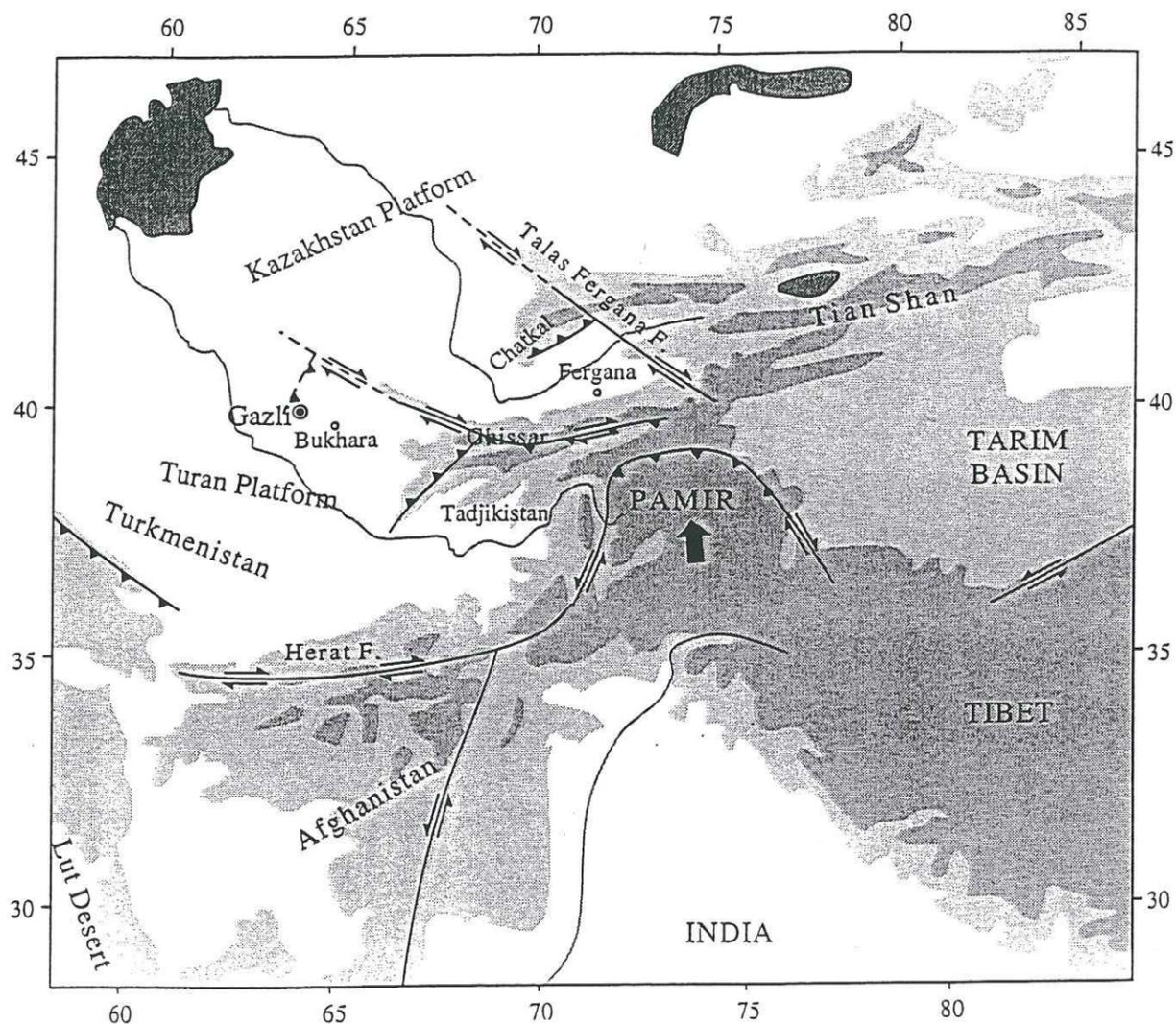


Figure IV.11: Tectonique globale de l'Asie du Sud-Ouest. Les zones de plus de 3000 mètres d'altitudes sont indiquées en gris foncé, les zones d'altitude comprise entre 1000 et 3000 mètres en gris clair. Gazli est situé dans la plaque Turan.

Ailleurs, sur les plateformes de Turan et du Kazakhstan, l'activité sismique répertoriée est faible, montrant que la déformation résultant de la collision Inde-Asie s'est faiblement propagée dans cette région.

IV-3.2.2 Evolution possible de la plaque Turan

Le modèle numérique de collision continentale proposé par England et Houseman (1986) prédit une combinaison de coulissements et de chevauchements de part et d'autre du poinçon indien. Ce modèle est plus approprié pour décrire la tectonique de l'Asie du Sud-Ouest que celle de l'Asie de l'Est où l'influence de la subduction du Pacifique ne peut pas être négligée (Vilotte et al., 1982; Cobbold et Davy, 1988; Davy et Cobbold, 1988, Peltzer et Tapponnier, 1988). Par quels types de structures, dans la région d'étude, la déformation prédite par le modèle pourrait être accommodée ?

Le Tien-Shan est la chaîne de montagnes principale qui s'est développée au Nord et à l'Ouest du Pamir dans la plaque Asiatique. Le Sud-Ouest du Tien-Shan (Ghissar et Alaï), d'orientation Est-Ouest, sépare le bassin Tadjik au Sud du bassin de Ferghana et du désert du Kyzil Koum au Nord (Figure IV.11). Ce domaine accomode un raccourcissement NW-SE par épaissement crustal et décrochement (Thomas et al., 1994). Les déplacements horizontaux le long des failles majeures dextres (Talas-Ferghana, Ghissar) sont partiellement absorbés par des chevauchements d'orientation NE-SW (Chatkal, Sud-Ouest du Ghissar) et des rotations antihoraires de blocs (Bassins de Ferghana et dépression Tadjik) (Thomas, 1994).

Nous proposons que la déformation sismique observée à Gazli s'insère dans un modèle d'accommodation de déplacement équivalent à celui observé dans le S-W Ghissar et le Chatkal: le confinement à l'Ouest du Pamir impose que les mouvements décrochants initiés aux abords du poinçon soient absorbés rapidement sur la plateforme par des structures compressives. La zone de failles Boukhara-Ghissar présente une activité sismique diffuse (voir chapitre II). Son mouvement reste mal connu car la taille des séismes ne permet que très rarement de

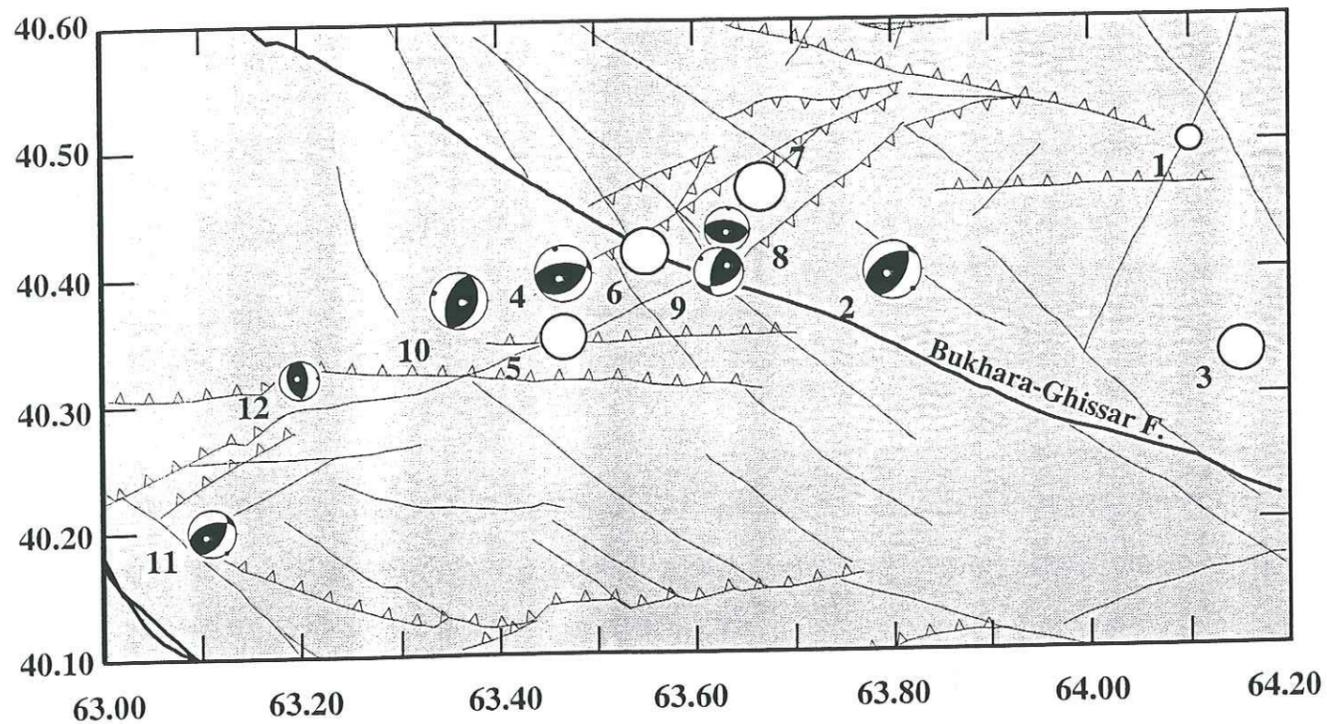


Figure IV.12: Chocs principaux de la région épiscopale de Gazli (voir table IV.1) et traits structuraux déduits de l'analyse de photos satellites. Pour plus de détails, voir le chapitre II.

Events	Date	Origin Time (UT)	Depth (km)	M (ISC)	K*	Quality	Source of focal mechanism
1	04/13/75	15:02	10.0	4.6b	11	b	
2	04/08/76	02:40	20.0	7.0s	16.0	a	Amorèse et al. (1995)
3	04/08/76	02:59	20.0	6.4s	13.5	b	
4	05/17/76	02:58	13.0	7.0s	17.0	a	Amorèse et al., (1995)
5	05/18/76	04:16	8.0	4.5s	13.6	a	
6	05/28/76	14:05	5.0	4.8s	13.7	a	
7	04/21/77	13:38	10.0	4.9b	14.0	a	
8	07/14/77	05:49	5.0	5.4s	13.5	a	CMT
9	06/04/78	19:30	15.0	5.7s	15.5	a	Uzbek Network
10	03/19/84	20:28	15.0	7.0s	17.0	a	Amorèse et al., (1995)
11	03/20/84	06:28	15.0	4.2s	13.9	a	CMT
12	05/25/94	07:42	5.0	5.2b	12.4	b	Uzbek Network

Table IV.1: Paramètres des principaux événements de la région de Gazli. K est la classe d'énergie (reliée à la magnitude par $K = 1.7 M + 4.2$). La magnitude est la magnitude de surface (s) ou d'onde de volume (b) fournit par l'ISC. La qualité représente la qualité de localisation. La précision de la détermination épiscopale est meilleure que 5 km pour les événements de qualité «a» et de l'ordre de 8 km pour les événements de qualité «b». Les événements 2 à 11 sont les séismes de $K \geq 13.5$. Deux événements satisfaisant ce critère ne sont pas présentés car leur position épiscopale est très peu contrainte. Le séisme 1 est le séisme précurseur le plus important, et le dernier événement est le dernier choc intermédiaire enregistré dans la zone. Amorèse et al. (1995) ont déterminé les plans de failles par géodésie. Les solutions focales déterminées par le réseau ouzbek sont issues de données de premiers mouvements (102 pour le séisme du 4 juin 1978 et 22 pour le séisme du 25 mai 1994).

contraindre les solutions focales (télésismiques ou régionales). L'unique solution CMT disponible pour cette région se situe à proximité du Ghissar (23 février 1984, mb = 5.9). Elle représente un mouvement chevauchant avec une faible composante de décrochement dextre. Compte-tenu de l'orientation moyenne de la faille de Boukhara-Ghissar (N110-120) et de l'état des contraintes régionales (voir paragraphe IV.2.3), le fonctionnement de la zone de faille Boukhara-Ghissar devrait présenter une composante décrochante dextre, comme les failles de Talass-Ferghana et du Ghissar qui présentent des orientations proches (Figure IV.11). Dans ce schéma, l'activité sismique observée à Gazli, représentant un raccourcissement horizontal NW-SE, peut s'expliquer par l'absorption dans la plateforme Turan de ce mouvement décrochant le long d'une structure chevauchante orientée NE-SW (Figure IV.11). Ce modèle est en accord avec des mesures géodésiques semblant indiquer que la région située au Nord de Gazli aurait subi, au cours du Quaternaire, un soulèvement de quelques centaines de mètres (Krestnikov et al., 1980). Quoi qu'il en soit, le relief dans la région de Gazli est très faible, impliquant une structure chevauchante ayant accommodé peu de déplacement. Ce chevauchement, orienté NE-SW correspond à l'orientation de l'une des deux familles de failles de la zone épiscopale de Gazli (Figure IV.12). Cette famille, orientée N60E, est caractérisée par l'absence de faille majeure bien définie; elle se compose de failles d'orientation et de direction de plongement variées (Figure IV.12). Bien que les épiscopales des séismes de magnitude élevée semblent se localiser le long de cette famille de failles, les orientations variées des plans nodaux soulignent l'absence de failles bien développées dans cette structure (Figure IV.12).

Pour mieux comprendre ces observations, nous allons introduire la notion de zones immatures. A partir de l'étude de la zone intraplaque de New Madrid, Schweig et Ellis (1994) proposent que lorsqu'une structure a accommodé peu de déplacement, la déformation se localise le long de plans d'orientations variées. Ce type de structure peu ordonnée est qualifiée d'immature. Au contraire, au fur et à mesure du déplacement accommodé, une structure évolue vers une structure mature, qui se caractérise par la présence de failles bien développées. D'après cette notion, le fait que la structure chevauchante orientée N60E à Gazli soit

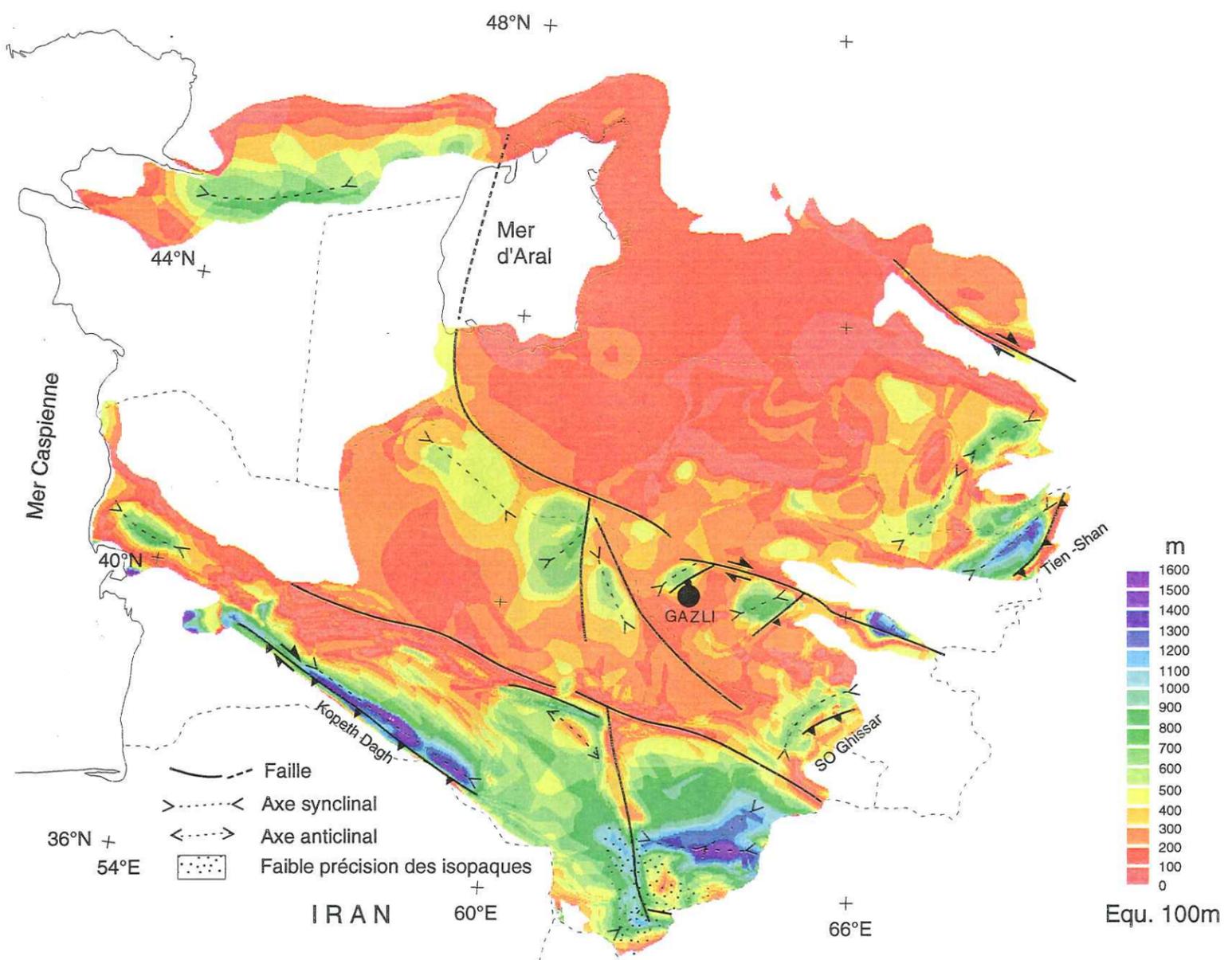


Figure IV.13: Carte isopaque résiduelle pour la séquence Oligocène-Pliocène inférieur, interprétation paléotectonique et zone épiscopentrale de la sismicité à Gazli (cercle noir) (Thomas et al., 1995).

composée de failles d'orientations diverses est une conséquence du faible déplacement qu'elle a accommodé.

En résumé, la séquence sismique de Gazli correspond à l'absorption de mouvement décrochant dextre due à la collision Inde-Asie le long d'une structure chevauchante orientée NE-SW. Cette structure chevauchante a accommodé peu de déplacement; par conséquent, il s'agit d'une structure immature, structure où la déformation est localisée le long de plans d'orientations variées. Les variations d'orientations de plans de faille observées au cours de la séquence de Gazli (voir chapitre II) (Figure IV.12) sont alors une conséquence du caractère immature de la structure chevauchante où ils sont situés. De façon équivalente, une sismicité caractérisée par des orientations variées de plans de faille et/ou des processus de rupture complexes pourraient être la signature d'une structure immature. On peut alors se demander si la sismicité intraplaque ne se localiserait pas généralement sur des structures immatures. En effet, Bent (1993) a montré que de nombreux séismes intraplaques, comme les séismes de Meckering en 1968 (M_s 6.8), Calingiri en 1970 (M_s 6), Cadoux en 1979 (M_s 6.1), Miramichi en 1982 (M_b 5.7), Nahanni en 1985 (M_s 6.6 et 6.9), Marryat Creek en 1986 (M_s 5.8), Tennant Creek en 1988 (M_s 6.3, 6.4 et 6.7) et Ungava en 1989 (M_s 6.3) produisent des surfaces de ruptures complexes. De plus, la notion de structure immature pourrait expliquer le fait que la sismicité intraplaque apparaît plus souvent en séquence d'événements (par exemple, Gazli 3 M_s 7.0, New Madrid 3 M 8, Nahanni M_s 6.6 et 6.9 et Tennant Creek M_s 6.3, 6.4 et 6.7) que la sismicité interplaque qui se localise le long de failles bien développées: En effet, la taille maximale des séismes étant limitée par la taille des failles disponibles favorablement orientées (en terme de critère de Mohr-Coulomb), l'énergie sismique maximale pouvant être libérée par un événement unique est limitée, favorisant ainsi l'occurrence de séquence sismique.

Revenons plus précisément à la région de Gazli. Existe-t-il d'autres indications que les photos satellites démontrant l'existence d'un chevauchement NE-SW dans la région? Thomas et al. (1995) ont proposé une évolution des bassins sédimentaires de la région mer Caspienne - Pamir, basée sur des cartes d'épaisseurs des différents niveaux de la couverture sédimentaire (cartes isopaques). Nous nous intéresserons à la carte isopaque résiduelle pour la séquence

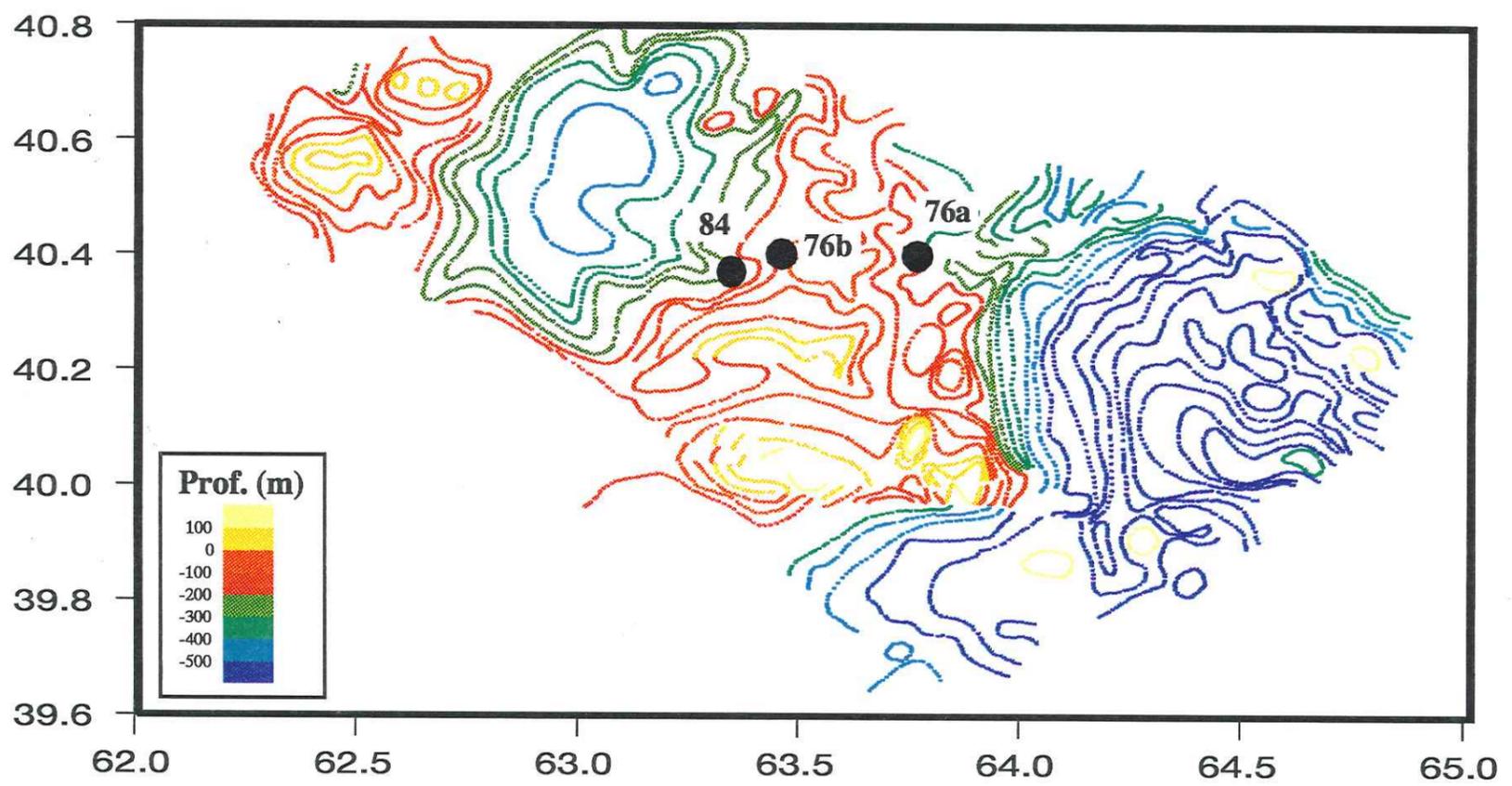


Figure IV.14: Carte des isobathes de la limite Paléocène-Eocène (53 Ma) et localisation des séismes majeurs de la séquence de Gazli. Données de Tal-Virskiy et al. (1984)

Oligocène-Pliocène inférieur (35 à 5 Ma) (Figure IV.13). La précision des limites tectoniques est de 10 à 20 km (Thomas, communication personnelle, 1995). On remarque plusieurs bassins sédimentaires au Sud de la suture Oural-Tien Shan, dont un se trouve à proximité immédiate de la région épacentrale de Gazli (Figure IV.13). L'interprétation donnée par les auteurs est en bon accord avec le modèle proposé pour la séquence de Gazli: ces bassins compressifs sont liés à des structures chevauchantes à vergence N-W absorbant le déplacement décrochant dextre le long de la zone de suture Oural - Tien Shan. L'emplacement de ces bassins compressifs est confirmé par la carte d'échelle plus locale des isobathes (courbes de même profondeur) de la limite Paléocène-Eocène (53 Ma) (Figure IV.14) (Tal-Virskiy et al., 1984). D'autre part, le bassin délimité à l'Est par la zone épacentrale des séismes de Gazli présente un axe d'orientation NE-SW, conformément aux conséquences prévisibles de la mise en place d'une structure chevauchante de même orientation (Figure IV.14). Dans cette hypothèse, et bien que la relation entre le raccourcissement accommodé par la structure chevauchante et la profondeur du bassin (environ 400 m) ne soit pas évidente, il est raisonnable d'avancer que l'ordre de grandeur de ce raccourcissement est kilométrique. En d'autres termes, la profondeur du bassin semble indiquer que, n'ayant accommodé qu'un faible déplacement, la structure chevauchante d'orientation NE-SW est immature; en conséquence de quoi, la déformation, et notamment la déformation sismique se localise sur des plans d'orientations variées.

IV-4 Conclusion:

La perturbation de contraintes engendrée par un événement majeur à Gazli est suffisante pour modifier l'orientation des directions principales du tenseur des contraintes. Compte-tenu de la magnitude de la perturbation (de l'ordre de quelques bars), il en est déduit que la magnitude de la contrainte maximale de cisaillement $(\sigma_1 - \sigma_3)/2$ dans la croûte ne devrait pas dépasser quelques dizaines MPa.

En outre, l'analyse des contraintes permet de montrer que les séismes majeurs de Gazli se sont produits sur des zones de faiblesse préexistantes. De plus, l'étude des contraintes établit

une relation entre la tectonique régionale et la déformation sismique observée à Gazli. La deuxième partie de ce chapitre étudie cette relation à partir d'un schéma tectonique simple de la région. Les approches tectonique et mécanique (étude des contraintes) débouchent sur un modèle où la déformation à Gazli, localisée sur une structure n'ayant accommodé que peu de déplacement, est due à la propagation au NW du Pamir de la déformation provoquée par le poinçonnement de l'Inde. Le jeu de la zone de suture d'orientation NE-SW réactivée en décrochement dextre est absorbé sur la plateforme par des chevauchements à vergence Nord-Ouest et d'orientation NO-SE donnant naissance à des bassins compressifs. Ce modèle est confirmé par la présence d'un bassin compressif au NE de la zone épacentrale. Plusieurs indications, dont la profondeur du bassin, montrent que la structure chevauchante a accommodé peu de déplacement, ce qui en ferait une structure immature, expliquant ainsi les orientations variées des plans de faille observées durant la séquence sismique de Gazli.

Si la déformation sismique à Gazli s'insère dans un modèle tectonique plus global, l'occurrence de trois séismes de magnitude 7 en huit ans (plutôt qu'un événement unique de magnitude 7.3), le long de plans de failles d'orientations variées reste inhabituel. Deux hypothèses (non exclusives) peuvent être proposées:

1) La taille maximale des séismes étant limitée par la taille des failles bien orientées (pour être réactivées sismiquement), les séquences sismiques se rencontrent préférentiellement dans les zones où de grandes failles bien développées, de type faille de San Andreas, ne sont pas disponibles. L'occurrence de trois séismes de magnitude 7.0 est due au fait qu'il n'existe pas dans la zone épacentrale de faille bien orientée susceptible de libérer en un seul événement l'énergie sismique équivalente à ces trois séismes. Cette absence de faille bien développée est une conséquence du caractère immature de la structure chevauchante absorbant le mouvement décrochant dextre de la zone de suture; la structure est caractérisée par des failles d'orientations variées le long desquelles le relâchement sismique se localise.

2) Les manipulations de fluides associées à l'exploitation du champ local de gaz créent des perturbations dans une croûte supérieure proche de la rupture (par exemple, Grasso et al.,

1992b). Chacun des trois séismes de la séquence de Gazli a alors été déclenché par des activités humaines, ce qui explique le caractère inhabituel d'une telle séquence.

Afin d'explorer ces deux hypothèses, les conséquences envisageables de l'exploitation de gaz vont être évaluées dans le chapitre suivant.

Chapitre V

*Manipulations de fluides
et
Séismes majeurs de la région de Gazli*

CHAPITRE V

Manipulations de fluides et séismes majeurs de la région de Gazli

V-1 Introduction

En 1962, dans le Colorado (Etats-Unis), des fluides sous haute pression furent injectés à 3.8 kilomètres de profondeur. Cette injection fut immédiatement suivie par une augmentation anormale de la sismicité. Même lorsque l'injection fut stoppée en 1966, des séismes continuèrent à se produire pendant plusieurs années, dont le plus important en 1967 ($M = 5.5$) (Healy et al., 1968). Depuis lors, il est devenu de plus en plus indéniable que certaines activités humaines peuvent avoir des conséquences sur le comportement sismique d'une région. Par exemple, la mise en eau de barrages (par exemple, Gupta et Rastogi, 1976), les activités minières ou l'exploitation d'hydrocarbures (par exemple, Simpson, 1986) font aussi partie des activités susceptibles de modifier le comportement sismique d'une région.

La séquence sismique de Gazli est composée de trois séismes de magnitude 7 en huit ans (dans une région de 50 x 70 km); ce comportement est très éloigné de l'évolution temporelle classique d'une zone sismique: précurseurs - choc principal - répliques. La présence, aux abords immédiats de la zone épiscopale, d'un important champ de gaz en exploitation au moment des séismes a suscité des interrogations quant à la cause exacte de cette activité (par exemple, Simpson et Leith, 1985). Si le caractère induit ou déclenché des séismes de Gazli se confirmait, la séquence de Gazli représenterait la plus grande énergie sismique jamais libérée par des activités humaines.

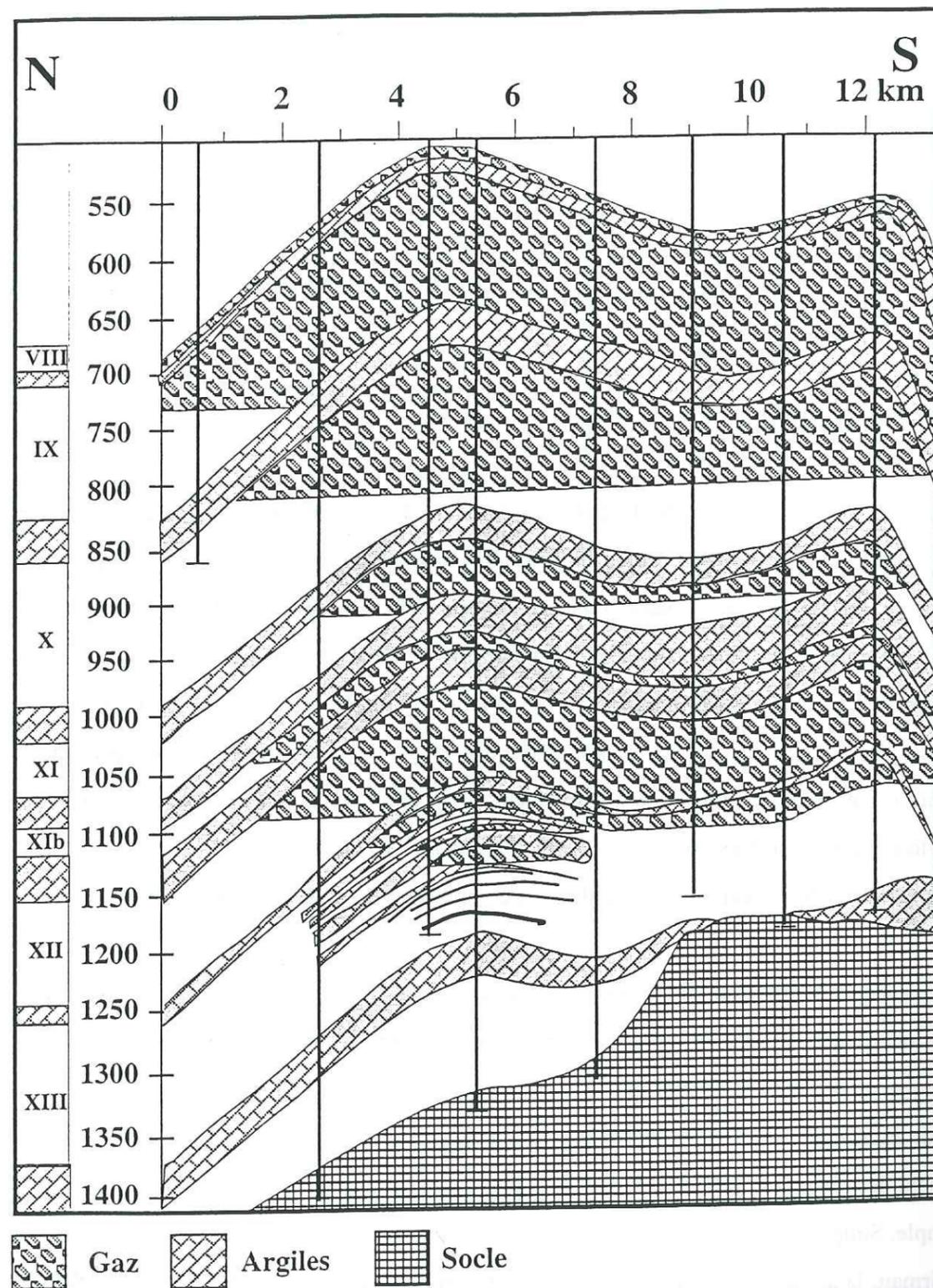


Figure V.1: Coupe Nord-Sud du gisement de gaz de Gazli. L'échelle verticale est exagérée.

V-2 Données d'exploitation

Découvert en 1956, le gisement de Gazli est superficiel ($550 \leq Z \leq 1200$). Le réservoir est composé de plusieurs réservoirs dont les plus volumineux sont les réservoirs IX, X et XII (Figure V.1). Le réservoir le plus profond (XIII à 1200 mètres) contient des traces de pétrole. La production débuta en 1962 et atteint son maximum dans la période 1968-1972 avec $25 \cdot 10^9$ m³ par an (Figure V.2a). Le gaz était acheminé, via des pipelines, vers les régions industrielles de l'Oural. La production a rapidement baissé depuis le milieu des années 70 jusqu'en 1988 (Figure V.2a). La production cumulée est de $425 \cdot 10^9$ m³ (pour comparaison le gisement de Lacq est estimé à environ $300 \cdot 10^9$ m³; Grasso, communication personnelle, 1995). Depuis 1988, le gisement sert de réservoir de stockage au gaz produit dans les champs avoisinants: le gaz est stocké en été et extrait en hiver.

La pression des réservoirs de gaz augmente sensiblement avec la profondeur (Figure V.2b). La pression initiale du réservoir était d'environ 80 bars; en 1989 elle était de 10 bars environ (Figure V.2b), soit une chute de pression de 70 bars. Dès le début de l'exploitation, le niveau de l'eau est monté dans le réservoir (Figure V.2c), principalement dans les roches réservoirs les plus superficielles ($Z < 1000$ m) (Figure V.2c et V.1). Le flux d'eau s'infiltrant dans le gisement a augmenté jusqu'au milieu des années 70 (années où le maximum de production a été atteint, figures V.2a et V.2d). A chaque séisme majeur correspond une augmentation significative de ce flux (Figure V.2d). Si pour les séismes de 1976, il n'est pas possible de définir si cette variation est post- ou pré-sismique, pour le séisme de 1984 l'augmentation de ce flux (principalement localisée dans les roches réservoirs superficielles, Figure V.2c) fut considérable (Figure V.2c): il passa de 42 à 100 millions de m³ entre 1982 et 1983 (Figure V.2d).

En conclusion, Gazli est un important champ de gaz superficiel, de faible pression initiale et de faible chute de pression (voir les caractéristiques de quelques gisements Tableau V.1), où l'activité sismique majeure est corrélée avec des augmentations significatives du flux d'eau s'infiltrant dans le gisement.

Nom Pays	Strachan Alberta	Fashioning Texas	Laqç France	Grozny C.E.I.	Assen Pays-Bas	Groninge Pays-Bas	Ekofisk Norvège	Dan Danemar k	Gazli Ouzb.
Taille (km ²)	25	10	150	70	50	900	130	24	500
Prof. (km)	3	3.4	3.5	4.0	3.0	2.9	3.0	1.8	0.55-1.1
Epaiss. (km)	0.1	0.05	0.25	0.4	0.2	0.15	0.2	0.15	0.55
Press. init. (MPa)	50	35	66	69	37	35	48	18	8
ΔP (MPa)	25	23	30	25	30	30	24	18	7
$\Delta\sigma_{max}$ (bars)	2.5	1.0	6.4	7.5	6.0	4.7	4.8	4.5	21

Tableau V.1: Changement maximale de la contrainte horizontale normale du à la compaction d'un réservoir pour plusieurs gisements d'hydrocarbures. Pour chaque gisement nous calculons $\Delta\sigma_{max} = F_{max} \alpha \Delta P T/D$ (les contours de F sont tracés figure V.7), α dépend des caractéristiques mécaniques des roches et est estimé à 0.1 (Grasso, 1992); F_{max} est d'environ 3 (Segall, 1989), cette valeur étant atteinte juste au-dessus du réservoir (Figure V.7). La valeur de $\Delta\sigma_{max}$ calculée pour Gazli indique que la sismicité superficielle peut être gouvernée par la compaction du réservoir; en revanche, cet effet est négligeable pour des profondeurs supérieures à quelques kilomètres (Figure V.7) (adapté de Grasso, 1992).

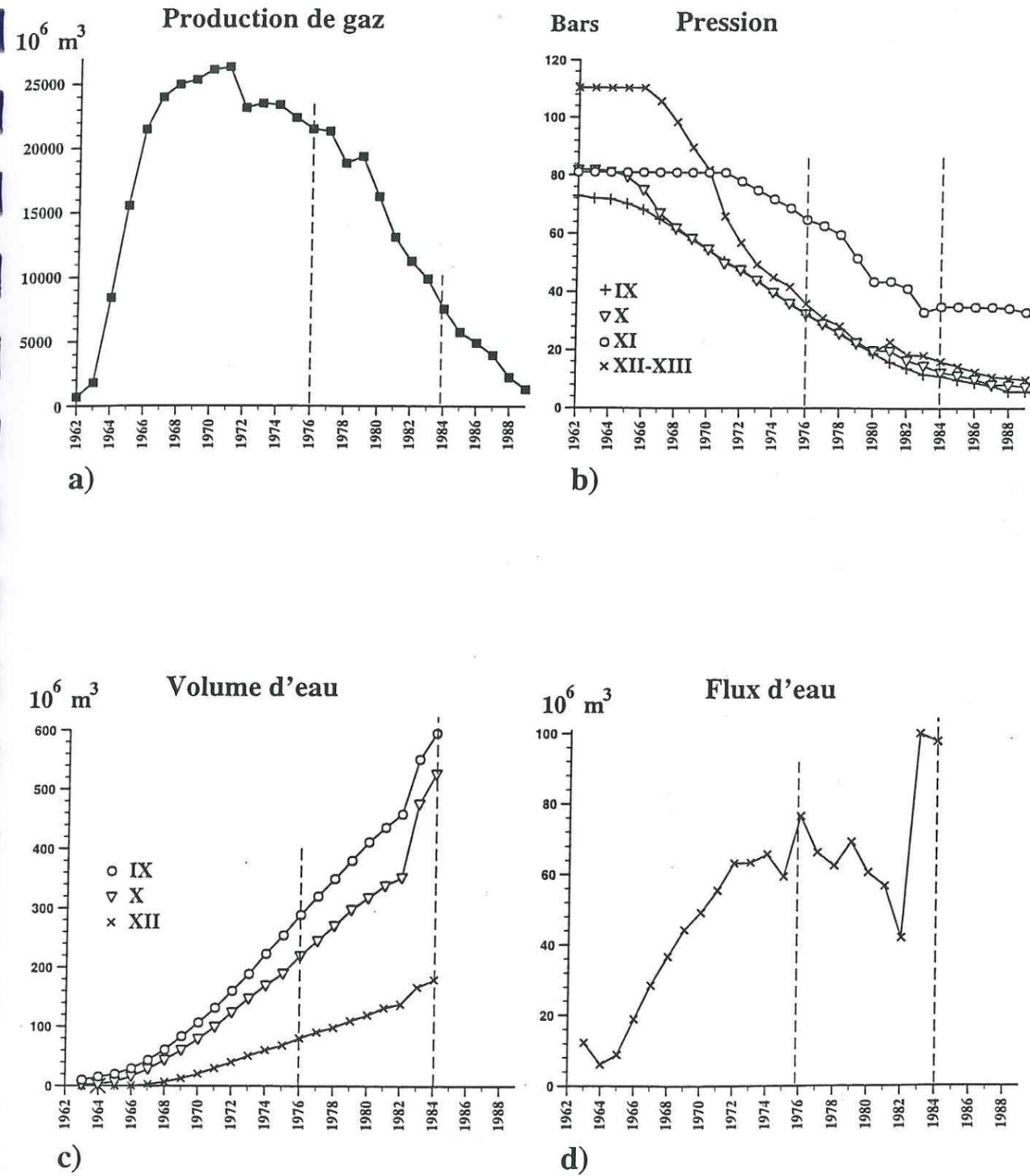


Figure V.2: Caractéristiques de l'exploitation du champ de gaz de Gazli. Les courbes V.2a et 2d sont relatives à l'ensemble du gisement. Les lignes en pointillés symbolisent l'occurrence des séismes majeurs.

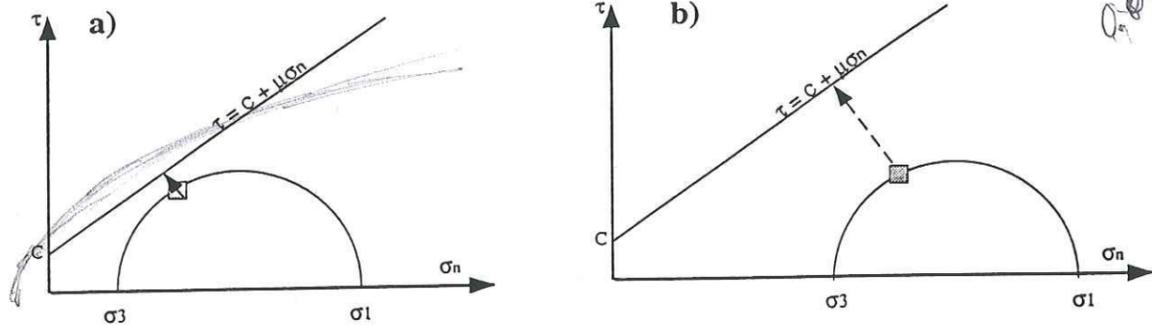


Figure V.3: Positions possibles dans la représentation de Mohr d'un plan de faille défini comme étant bien orienté dans un champ de contraintes (carré en gris). La notion de plan de faille bien orienté définit la position sur le cercle (σ_1, σ_3) du point symbolisant le plan. La position du cercle (σ_1, σ_3) par rapport à la droite de rupture nécessite une connaissance de la magnitude des contraintes principales. Or, la magnitude de la contrainte maximale de cisaillement $(\sigma_1 - \sigma_3)/2$ dans la croûte terrestre est mal connue. Par conséquent, pour que la rupture se produise sur un plan de faille bien orienté, une petite perturbation peu suffire (Figure du haut), mais, théoriquement, une modification notable de l'état des contraintes peut être nécessaire (Figure du bas).

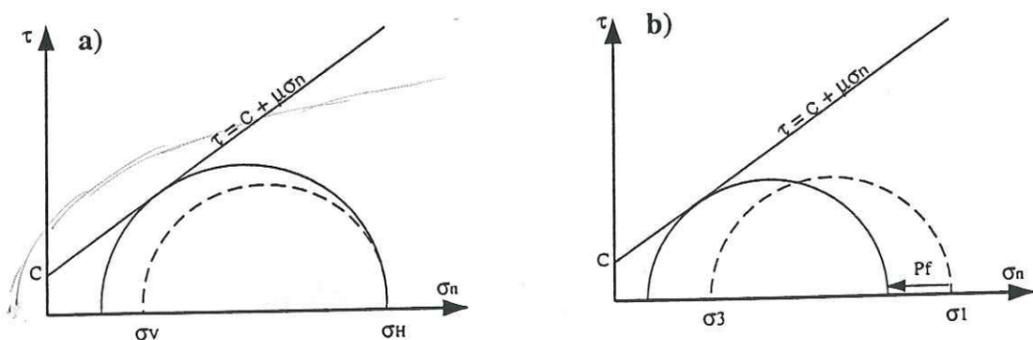


Figure V.4: Déclenchement de la rupture par diminution de la contrainte verticale lorsque $\sigma_v = \sigma_3$ (Figure a), et déclenchement de la rupture par augmentation de la pression de pore (Figure b). Représentation sur le cercle de Mohr. C est la cohésion, τ la contrainte de cisaillement, μ le coefficient de friction, Pf est la pression de pore, σ_v la contrainte verticale et σ_H la contrainte horizontale maximale.

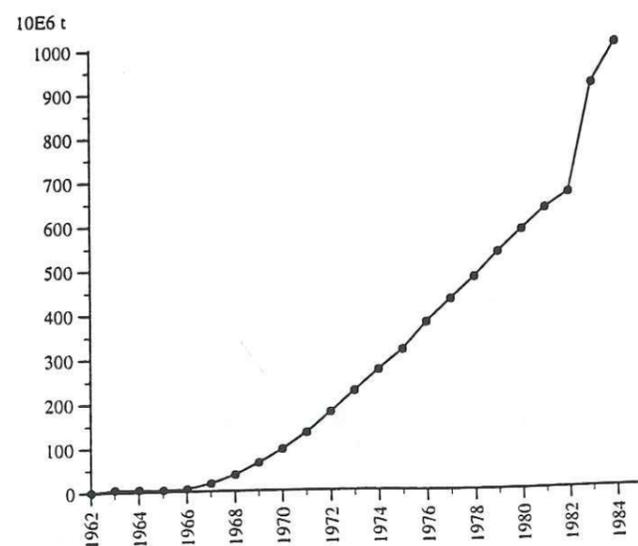


Figure V.5: Bilan des masses pour le gisement de Gazli (masse d'eau s'infiltrant - masse de gaz extraite).

V-3 Sismicité induite et déclenchée

Nous parlerons de sismicité déclenchée lorsqu'une petite perturbation d'origine humaine provoque un relâchement d'énergie d'origine tectonique. Pour reprendre une analogie proposée par McGarr (1991), la perturbation déclenchant une instabilité sismique peut être comparée à la pression exercée sur la gâchette d'une arme à feu chargée: l'énergie libérée est beaucoup plus grande que l'énergie de la perturbation. En revanche, nous parlerons de sismicité induite lorsque l'énergie libérée lors des séismes n'est pas d'origine «naturelle».

Au cours du chapitre précédent, l'analyse des contraintes a montré que le moteur de la déformation sismique à Gazli semble être la tectonique régionale; d'après l'analyse des conditions de glissement, chacun des plans de failles des séismes majeurs est bien orienté (en terme de critère de rupture de Mohr-Coulomb). Néanmoins, la magnitude des contraintes in situ dans la croûte restant mal connue, il est envisageable que ces événements soient déclenchés, voire induits (Figure V.3). Nous allons maintenant présenter les principaux mécanismes mettant en jeu des manipulations de fluides et pouvant induire ou déclencher des événements sismiques et évaluer leurs effets éventuels sur les séismes majeurs de la séquence de Gazli.

V-3.1 Effet élastique

Exploiter un gisement d'hydrocarbures, mettre en eau un barrage ou extraire du minerai modifie la répartition locale des masses et entraîne une diminution de la contrainte verticale σ_v . Lorsque σ_v correspond à la contrainte principale minimale (σ_3), une diminution de σ_v est équivalent à une augmentation de la contrainte maximale cisailante $(\sigma_1 - \sigma_3)/2$ (Figure V.4a). Cette réponse étant élastique, il n'existe pas de délai entre la perturbation et ces effets éventuels (par exemple, Simpson et al., 1988).

L'état de contraintes de Gazli est compressif et, en première approximation, les axes σ_v et σ_3 sont confondus (voir chapitre IV). La masse cumulée de gaz extraite en 1984 est inférieure à $300 \cdot 10^6$ t; en estimant la surface du champ de gaz à $5.00 \cdot 10^8$ m², la variation de contrainte verticale est d'environ 0.06 bars. Cette estimation est maximale. En effet, la masse d'eau transférée à l'intérieur du gisement (environ $1200 \cdot 10^6$ t en 1984) est supérieure à la masse de gaz extraite (Figure V.5).

Qualitativement, l'effet élastique dû à l'extraction de gaz peut permettre le déclenchement des séismes majeurs de Gazli. Néanmoins, cette perturbation est comparable, en magnitude, à la perturbation due aux marées terrestres -0.05 bars (par exemple, Segall, 1985)-, or, les marées terrestres ne semblent pas déclencher de séismes (par exemple, Knoppof, 1964). Par conséquent, il est peu probable que la variation de contrainte verticale due à l'extraction de masse ait déclenché un ou plusieurs des séismes majeurs de la séquence sismique de Gazli.

V-3.2 Augmentation de pression de pore

La mise en eau de barrage ou l'injection de fluides sous pression induit une augmentation de la pression de pore conduisant à une diminution de la contrainte effective normale (Figure V.4b) (par exemple, Healy et al., 1968; Bell et Nur, 1978). Ce processus peut donner lieu à des réponses distantes spatialement et temporellement de la source de la perturbation (par exemple, Grasso et al., 1992b) par diffusion du front d'augmentation de pression de pore (par exemple, Talwani et Acree, 1984).

Ce processus de déclenchement ne peut pas être évoqué dans le cas de Gazli car l'exploitation a induit une diminution de la pression de pore (Figure V.2b), et la technique consistant à injecter des fluides sous pression pour stimuler la récupération des hydrocarbures n'a pas été utilisée au cours de l'exploitation (Plotnikova et al., 1989). Au contraire, la diminution de pression de pore consécutive à l'exploitation, en augmentant la contrainte effective normale, s'oppose au déclenchement des séismes.

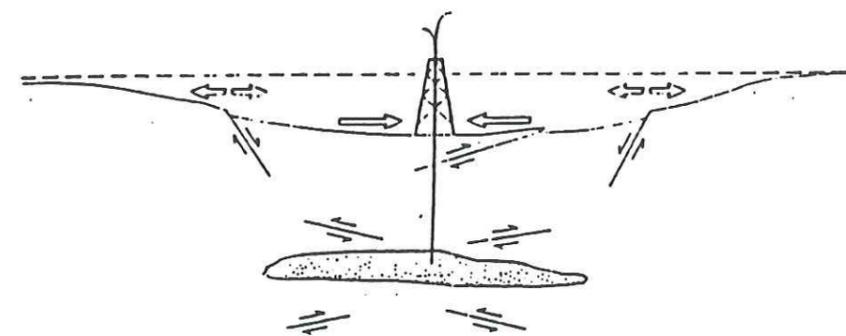


Figure V.6: Coupe schématique représentant la déformation de surface et le glissement associé à la compaction d'un réservoir. Les flèches blanches indiquent la déformation horizontale à la surface de la Terre. Des failles normales se développent de chaque côté du réservoir; des failles inverses se produisent au-dessus et en dessous du réservoir (D'après Segall, 1989).

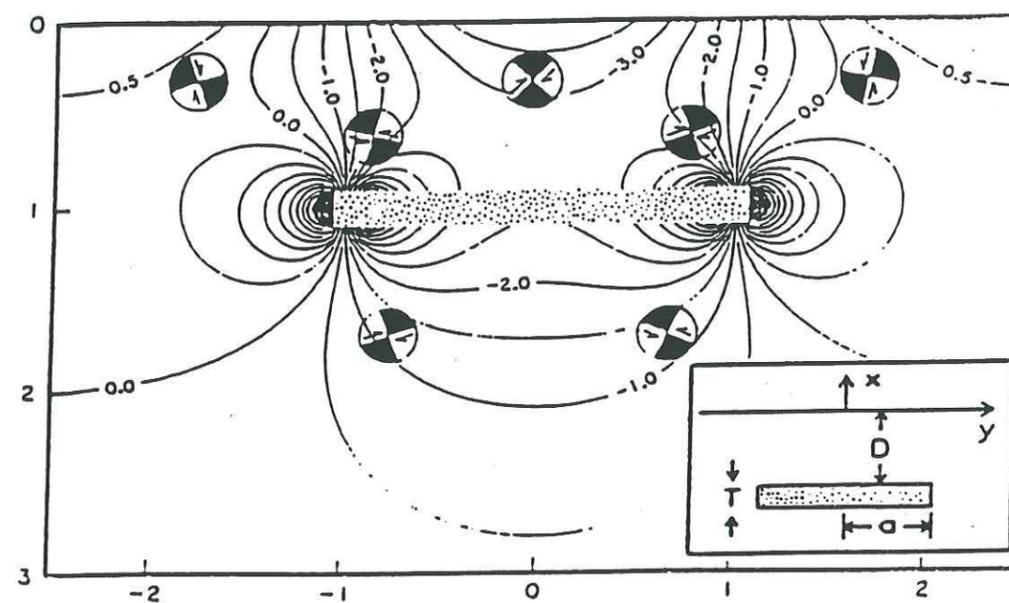


Figure V.7: Variations relatives de la contrainte horizontale normale (σ_{yy}) dans un demi-espace élastique homogène consécutive à la compaction d'un réservoir poro-élastique de forme circulaire (les valeurs négatives représentent une compression). La géométrie du réservoir est indiquée dans le schéma du bas: a, D, T sont respectivement le rayon, la profondeur et l'épaisseur du réservoir. Les échelles sont exprimées en fonction de la profondeur du réservoir. Les solutions focales indiquent les plans où la contrainte cisailante est maximale lorsque le réservoir est déplété. Les contours de contraintes sont exprimés en $\alpha \Delta P T/D$ (voir tableau V.1). (Adapté de Segall, 1989)

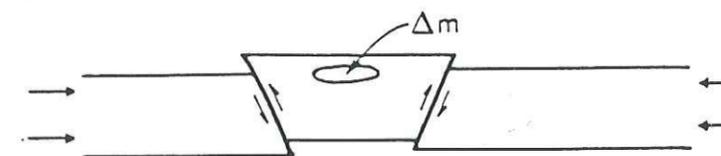


Figure V.8: Pour une croûte subissant une compression horizontale, l'extraction de masse peut favoriser la remontée de blocs (D'après McGarr, 1991).

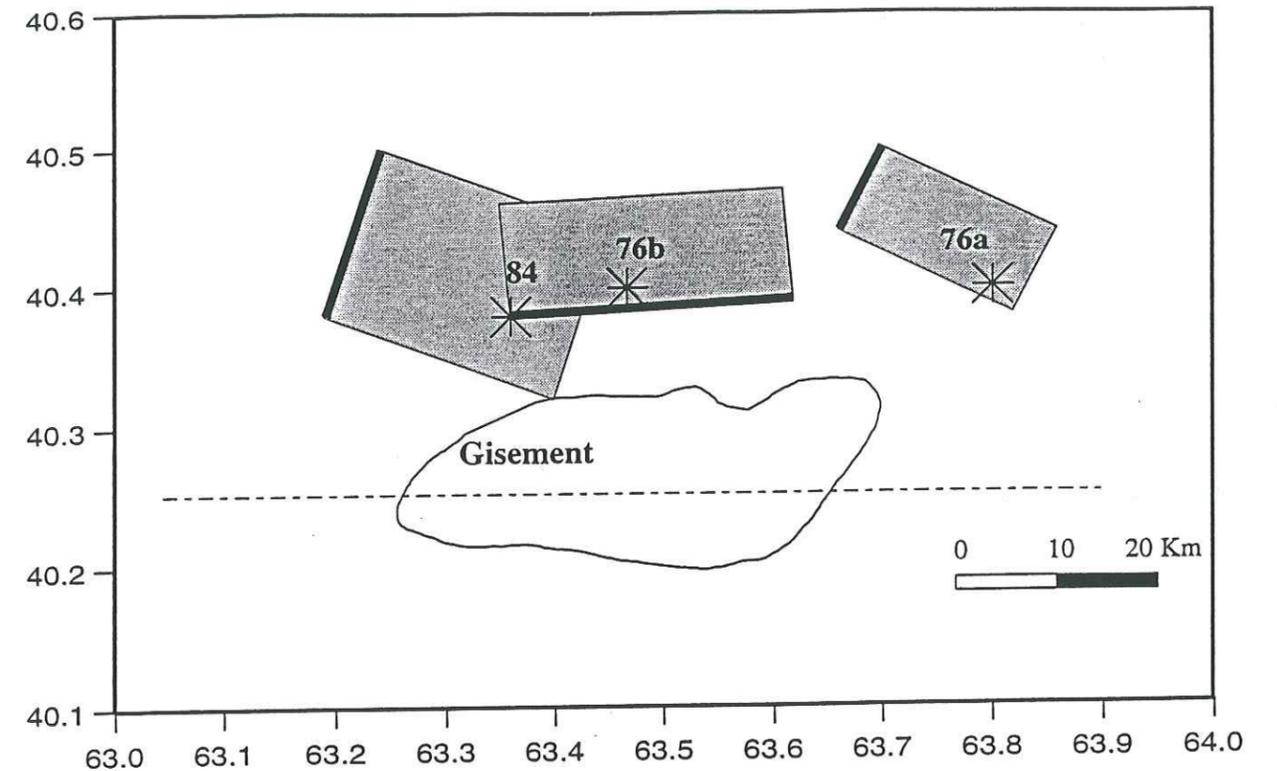
V-3.3 Effets de compaction du réservoir

L'extraction de fluides des pores rocheux produit de la subsidence et une compaction du réservoir. Segall (1989) montre que la compaction d'un réservoir peut induire dans les structures environnantes aussi bien du glissement en faille normale qu'en faille inverse (Figure V.6). L'effet de la compaction est limité aux abords immédiats du réservoir. Le tableau V.1 montre que l'effet de compaction du réservoir peut être une des causes de la sismicité superficielle à Gazli. Néanmoins, pour des profondeurs supérieures à trois fois la profondeur du réservoir cet effet est négligeable (Figure V.7). Dans le cas de Gazli, la profondeur moyenne du réservoir étant de 800 m, l'effet de la compaction du réservoir est nul à la profondeur hypocentrale des séismes majeurs ($Z \geq 13$ km).

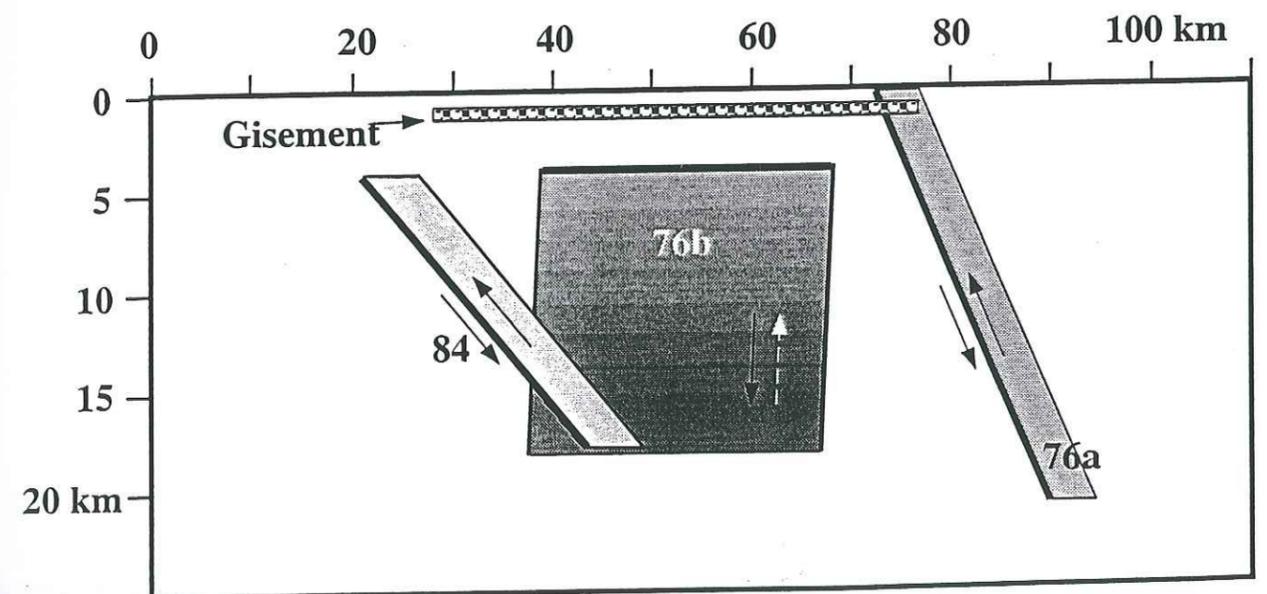
L'effet de compaction du réservoir de gaz peut conduire à des instabilités sismiques dans les tout premiers kilomètres ($Z \leq 3$ km) de la croûte. Néanmoins, cet effet est totalement négligeable à la profondeur hypocentrale des trois séismes majeurs de la séquence de Gazli. Par conséquent, la compaction du réservoir à Gazli ne semble pas liée à l'occurrence de séisme majeur.

V-3.4 Extraction et équilibre isostatique

Une conséquence de l'extraction de gaz est de diminuer la densité moyenne de la croûte supérieure produisant ainsi un déséquilibre isostatique; la croûte inférieure, ductile, se déforme en réponse à ce déséquilibre augmentant ainsi la charge sur l'épaisseur sismogénique. D'après ce modèle, proposé par McGarr (1991), l'influence de l'extraction d'hydrocarbures ne se limite pas au volume entourant le réservoir, mais peut atteindre les profondeurs hypocentrales. Dans un contexte compressif, l'équilibre existant avant l'extraction peut être restauré par un soulèvement de la croûte affectée (Figure V.8). Le fluage de la croûte inférieure pourrait se produire sur une période aussi faible qu'une cinquantaine d'années (McGarr, 1991). Si le soulèvement de la zone « allégée » est sismique, il existe alors une relation entre la somme du



a)



b)

Figure V.9: Plans de faille des séismes majeurs et gisement de gaz. En haut, les plans de faille des séismes majeurs déduits des mesures géodésiques (Amorèse et al., 1995) sont représentés par leur projection à la surface de la Terre (les traits épais représentent la limite supérieure du plan de faille); les croix représentent la localisation épicentrale ouzbek de chacun des séismes majeurs. Les tirets indiquent la direction du plan de coupe sur lequel sont projetés les plans de faille et le gisement (en bas). Les flèches indiquent le glissement inverse observé sur chacun des plans de failles. Echelle verticale exagérée.

moment des séismes ainsi induits et la masse extraite (pour plus de détails, voir McGarr, 1991).

D'après ce modèle, la zone de production doit subir un soulèvement global (Figure V.8); c'est à dire que les plans de failles localisant un glissement inverse doivent plonger en direction du gisement. Dans le cas de Gazli, seul le plan de faille du séisme de 1984 répond à cette condition (Figure V.9). La zone géographique entourant le gisement n'a pas subi le soulèvement prévu par ce modèle. Par conséquent, les séismes de Gazli n'ont pas pour origine la compensation isostatique de la déplétion du champ de gaz.

V-4 Conclusion

Au cours de ce chapitre, nous avons présenté les principaux mécanismes impliquant des manipulations de fluides pouvant générer ou déclencher des instabilités sismiques. Aucun de ceux-ci ne sont susceptibles d'avoir induits ou déclenchés l'un ou plusieurs des séismes majeurs de la séquence:

- L'augmentation de pression de pore ne peut pas être évoquée puisqu'aucune injection de fluides sous pression n'a eu lieu au cours de l'exploitation du champ de gaz.
- Les effets dus à la compaction du réservoir sont limités aux premiers kilomètres de la croûte. Si pour des profondeurs inférieures à 3 kilomètres, la compaction du réservoir peut influencer la sismicité, elle n'a aucun effet à la profondeur hypocentrale des séismes majeurs.
- La réduction de la contrainte verticale consécutive à l'extraction de gaz est, au plus, de 0.06 bars. Qualitativement, cette perturbation favorise le déclenchement des séismes majeurs de la zone de Gazli. Mais, compte-tenu du fait que la magnitude de cette perturbation est comparable à la magnitude des variations de contraintes dues aux marées terrestres, il est très peu probable que cette perturbation ait pu déclencher un ou plusieurs des séismes majeurs.

- L'extraction de masse de la croûte supérieure diminue sa densité moyenne. Dans un contexte compressif, le déséquilibre isostatique qui en résulte peut générer des séismes provoquant un soulèvement global de la zone déplétée (McGarr, 1991). Ce modèle ne s'applique pas à la région de Gazli, les séismes majeurs ne correspondant pas à un soulèvement global du gisement de gaz.

Au cours du chapitre précédent, nous avons montré que le moteur de la déformation à Gazli semblait être tectonique; dans ce chapitre nous montrons qu'il n'existe pas de mécanismes connus permettant d'induire un ou plusieurs des séismes majeurs de la séquence. En conséquence, nous pouvons avancer que l'énergie sismique à Gazli était d'origine tectonique et que ces séismes n'ont pas été induits par l'exploitation du champ de gaz.

Concernant le déclenchement des séismes majeurs par les manipulations de fluides associées à l'exploitation de gaz, aucun mécanisme de déclenchement convaincant n'est mis en évidence. En effet, bien que la magnitude de la contrainte maximale cisailante in-situ $(\sigma_1 - \sigma_3)/2$ reste délicate à évaluer, une perturbation de 0.06 bars peut être qualifiée de très faible, puisqu'elle est comparable aux variations de contraintes associées aux marées terrestres.

En résumé, dans l'état actuel des connaissances, nous pouvons dire que les séismes majeurs de Gazli ne sont pas des séismes induits; leur origine semble purement tectonique. Bien que le séisme de 1984 ait été précédé par une remontée rapide du niveau d'eau dans les puits, aucun mécanisme de déclenchement par des manipulations de fluides n'a pu être mis en évidence. Il semble donc que la sismicité majeure de Gazli soit totalement indépendante de l'exploitation locale de gaz.

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

Chapitre VI

Localisation de la déformation sismique:

Zones matures et immatures

Chapitre VI

Localisation de la déformation sismique: Zones matures et immatures

VI-1 Introduction

En extrapolant les résultats obtenus lors d'expériences de déformations d'échantillons rocheux, nous proposons que les caractéristiques mécaniques d'une zone de cisaillement évoluent en fonction du déplacement qu'elle a accommodé. Ainsi lorsque le déplacement accommodé est faible, la déformation est peu localisée et des plans de failles d'orientations variées sont activés. Nous parlerons alors de zones immatures. Plus le déplacement accommodé par la zone augmente, plus la déformation majeure est localisée le long de l'orientation moyenne imposée par les conditions aux limites et le comportement mécanique du milieu (par exemple, critère de Mohr-Coulomb). Nous parlerons alors de zones matures. Nous proposons que la séquence de Gazli soit localisée sur une structure chevauchante (d'orientation NE-SO) immature (les implications de cette proposition sont indiquées au chapitre IV). Dans ce chapitre, nous proposons une méthode utilisant uniquement des paramètres d'orientations des plans de failles, permettant de classer des zones sismiques en termes de mature ou immature.

Dans un premier temps, nous allons présenter le modèle d'évolution des zones de cisaillements proposé. Dans un second temps, une méthode statistique d'étude d'une population de mécanismes au foyer est présentée en vue de classer des zones tectoniques en terme de mature ou immature.

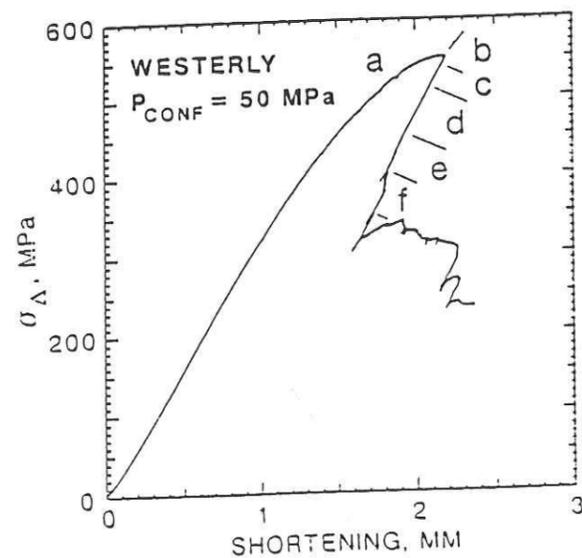
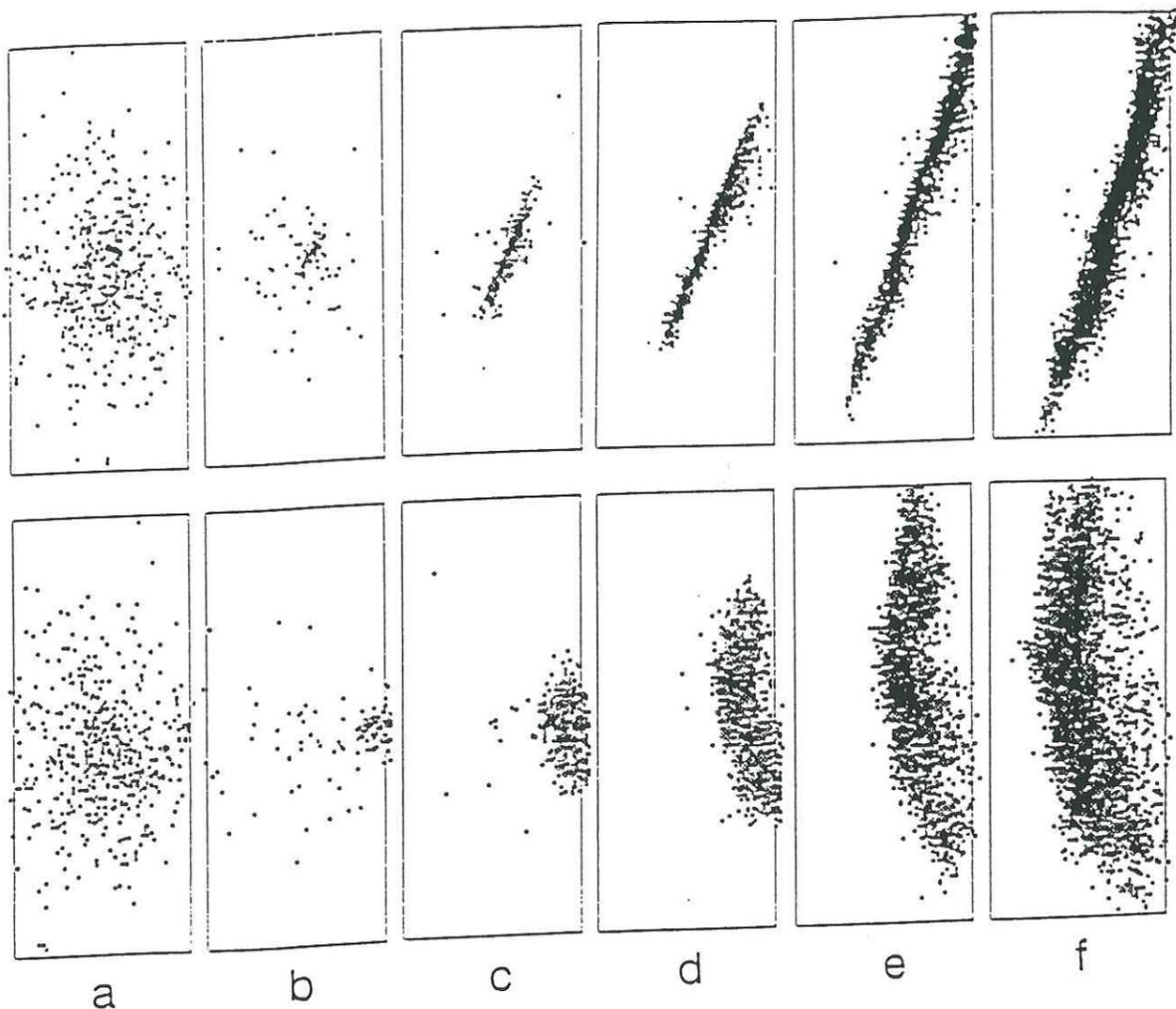


Figure VI.1: Evolution temporelle de la localisation des émissions acoustiques durant une expérience de déformation de roches. a) Pré-nucléation, b) nucléation d'un plan de déformation, c) à f) propagation de ce plan (D'après Lockner, 1993).

VI-1.1 Evénements sismiques et événements acoustiques

Lors d'une expérience de déformation d'échantillons rocheux, un des moyens pour suivre le développement de la rupture est l'étude des événements acoustiques (que nous appellerons EA). Une expérience de déformation de roche peut être décrite comme suit: dans la phase de pré-nucléation, les EA sont distribuées dans l'ensemble du volume rocheux (Figure VI.1a); durant la phase de nucléation, les EA se localisent, ils tendent à se concentrer le long d'un plan unique répondant aux conditions aux limites (Figure VI.1b), puis dans un dernier stade, la discontinuité atteint les limites de l'échantillon (Figure VI.1c à f). Il faut noter que toute cette évolution se situe à un niveau comparable de contraintes (Figure VI.1).

Les processus à l'origine des séismes et des EA sont analogues. Comme les émissions acoustiques, les séismes sont liés à des ondes élastiques générées par un relâchement rapide d'énergie. Bien sûr, l'échelle des phénomènes mis en oeuvre durant les EA et les séismes diffère de plusieurs ordres de grandeur: les EA ont souvent des dimensions inférieures au mm alors que la longueur de rupture d'un séisme peut atteindre la centaine de km. Mais, le phénomène de fracture fragile obéit à des lois statistiques similaires (par exemple, une loi fréquence-magnitude de type Gutenberg-Richter) sur plus de 8 ordres de grandeur: du séisme crustal majeur, au crack de dimension inférieure à la taille du grain (par exemple, Lockner, 1993). De plus, il a été montré que le glissement sur des failles et la fracturation de roches font appel aux mêmes processus micro-mécaniques (Lockner, 1993; Lockner et Byerlee, 1993). L'étude des émissions acoustiques, pour contraindre l'évolution d'une zone de cisaillement, semble donc justifiée.

VI-1.2 Modèle qualitatif d'évolution d'une zone de cisaillement

Le modèle que nous proposons est basé sur l'extrapolation des résultats obtenus en mécanique des roches (pour des conditions aux limites fixes) et sur l'idée de zone immature esquissée par Schweig et Ellis (1994). Une zone de cisaillement de la croûte terrestre évolue en

fonction de la déformation qu'elle a accommodée. Au départ, les zones de déformation sont peu structurées. Les failles activées ont des orientations et des longueurs variées. Plus cette zone accomode de la déformation, plus la déformation tend à se localiser le long de failles répondant aux conditions limites imposées par la tectonique régionale. En localisant la déformation, ces failles se structurent: les failles les mieux orientées se développent et des familles de failles d'orientations similaires apparaissent. Lorsque la zone est mature, la déformation est localisée le long de ces familles de failles bien développées. Ce modèle simple est en accord avec les résultats d'expériences analogiques de collisions continentales. Sornette et al. (1993) ont montré, qualitativement, que, au départ diffuse, la déformation tend par la suite à se localiser. Au terme des expériences, le champ de déformations est essentiellement contrôlé par la cinématique des failles les plus importantes.

En conclusion :

- Dans une zone immature la déformation est peu localisée, les failles activées ont des orientations variées. En d'autres termes, la déformation dans une zone immature est peu ordonnée.

- Une zone mature se caractérise par l'activation d'un réseau de failles bien ordonné. Ces failles, qui peuvent présenter des changements d'orientations à grande échelle, localisent la majeure partie de la déformation. Néanmoins, des réajustements de second ordre peuvent se produire le long de failles d'orientation quelconque. Dans ce cas, les séismes les plus importants (représentant la déformation de premier ordre) auront des caractéristiques géométriques statistiquement différentes des caractéristiques des séismes de plus petite taille (représentant les réajustements de second ordre). En d'autres termes, il existera un couplage entre la taille de la déformation et l'orientation du plan sur lequel elle se localise: plus la déformation est importante, plus le plan de faille aura une orientation proche de l'orientation moyenne que définissent les conditions aux limites et la rhéologie du milieu.

VI-2 Méthode

Les mécanismes au foyer des séismes nous donnent accès à des informations sur la déformation in-situ. L'idée de base de la méthode pour différencier les zones matures des zones immatures, est de mesurer la variabilité d'orientation des plans de faille entre deux séismes proches l'un de l'autre et de mettre en évidence un éventuel couplage entre la taille des séismes et l'orientation des plans de faille activés. Comme nous le verrons, cette méthode permet des conclusions à partir uniquement de quelques dizaines de solutions focales représentant la déformation sismique de la région étudiée. Cette méthode ne nécessite pas de connaissances a priori de la sismicité de la zone étudiée (par exemple, le caractère diffus ou localisé de la sismicité), et, de plus, elle s'affranchit de la taille de la zone étudiée. De plus, elle ne nécessite aucune hypothèse quant à la part de déformation asismique et sismique ou quant à la représentativité de cette dernière au sein de la déformation totale (voir par exemple, Jackson et al., 1995).

VI-2.1 Présentation de la méthode

Cette présentation se décompose en trois étapes. Au cours de la première, nous définirons l'angle entre les plans de failles de deux solutions focales i et j , soit θ_{ij} . Dans un second temps, nous définirons la distribution des θ_{ij} pour la population de mécanismes au foyer étudiée par un histogramme $\Theta(\theta, \alpha)$ (α est un paramètre réel lié à la distance entre les événements). Pour finir, cet histogramme sera comparé à des histogrammes de référence $\Theta'(\theta, \alpha)$ à l'aide de la fonction $\Gamma(\theta, \alpha)$. C'est l'analyse des fonctions $\Theta(\theta, \alpha)$ obtenues qui nous permettra de conclure sur le caractère mature ou immature de la zone.

Un mécanisme au foyer modélise la rupture sismique par une rupture en double-couple. Chaque solution focale détermine deux plans nodaux: l'un d'entre eux modélise le plan de faille, alors que le second (appelé plan auxiliaire) n'a pas de réalité physique (il provient de la modélisation en double-couple de la rupture). La discrimination entre le plan de faille et le plan

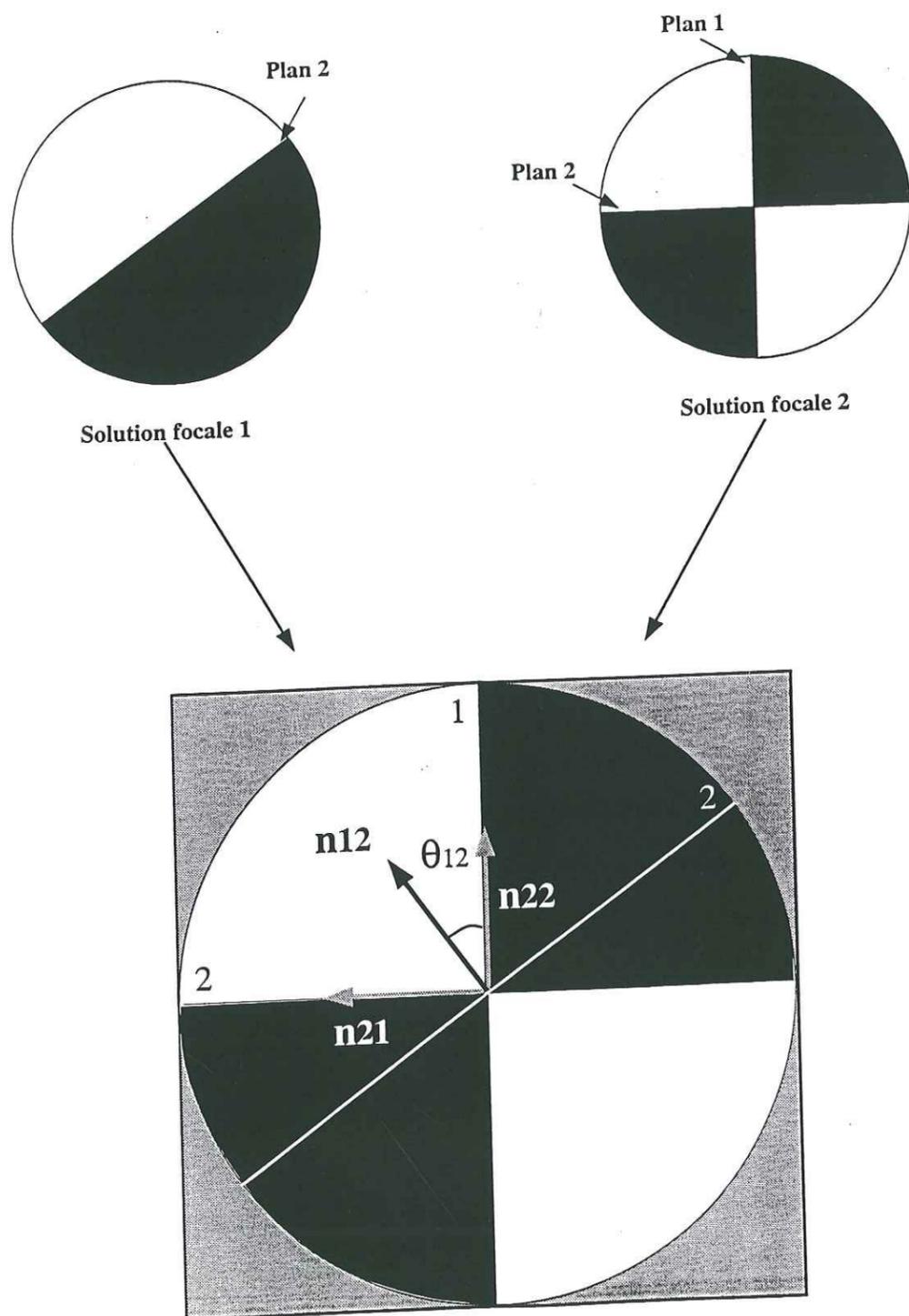


Figure VI.2: Définition de l'angle de variabilité d'orientation des plans de faille entre les séismes 1 et 2 : θ_{12} . La sphère focale du séisme 2 est projetée sur le plan nodal 1 sur séisme 1 (plan contenu dans la feuille). L'angle θ_{12} est l'angle minimum entre les normales aux plans nodaux des séismes 1 et 2.

auxiliaire nécessite des données supplémentaires, par exemple la trace de la rupture en surface, données souvent non disponibles. C'est pourquoi nous proposons d'effectuer la mesure de la variation d'orientation des plans de failles entre deux mécanismes proches i et j (Figure VI.2), à partir de la valeur de l'angle minimum entre les vecteurs normaux unitaires \mathbf{n}_{ik} et \mathbf{n}_{jl} ($k, l = 1, 2$) aux plans nodaux soit:

$$\theta_{ij} = \min(\arccos(\mathbf{n}_{ik} \cdot \mathbf{n}_{jl})) \quad \text{VI.1}$$

Compte tenu du fait que les plans nodaux d'un même mécanisme sont orthogonaux, θ_{ij} est inférieur ou égal à 60° . Afin d'éviter des lourdeurs de langages, nous parlerons pour θ_{ij} de mesure de variabilité d'orientations des «plans de failles» bien que l'on ne sache pas discriminer plan de faille et plan auxiliaire.

Pour des événements pouvant être considérés comme ponctuels (c'est à dire lorsque la taille des événements peut être négligée devant la distance inter-événements), la notion de proximité est directement liée à la distance les séparant. Pour un séisme crustal majeur i , la dimension de la rupture L_i peut atteindre la centaine de km. Pour que l'approximation d'un événement ponctuel soit valide, il ne faudrait alors considérer que des séismes situés à plus de 1000 km. C'est pourquoi nous proposons de relier la notion de proximité entre deux séismes i et j à la longueur de rupture $D = (L_i + L_j)$. D'après cette notion, deux séismes i et j dont les épicentres sont séparés de 20 km sont plus «éloignés» si $D = 10$ mètres, que si $D = 15$ kilomètres. Physiquement, cette approche est équivalente à faire l'hypothèse que plus un séisme a une longueur caractéristique importante, plus il possède une grande longueur de corrélation. En pratique, deux solutions focales i et j seront comparées si la distance entre leur épicentre, r_{ij} , est inférieure à $\alpha D = \alpha(L_i + L_j)$; avec α un paramètre réel.

La longueur caractéristique L_i d'un événement sismique i est déterminée à partir de la valeur du moment sismique scalaire M_i par la relation établie par Kanamori et Anderson (1975) pour une faille circulaire:

$$L_i = \sqrt{\pi} \left(\frac{7M_i}{16\Delta\sigma} \right)^{1/3} \quad \text{VI.2}$$

avec $\Delta\sigma$ la chute de contrainte. Nous prendrons une chute de contrainte de 50 bars, valeur moyenne pour les séismes inter- et intraplaques (par exemple, Kanamori et Anderson, 1975).

La mesure de la variabilité d'orientation des plans de failles, pour une population de N séismes donnée, sera basée sur un histogramme pondéré (par la taille du plus petit des deux séismes comparés: $\min(L_i, L_j)$) des mesures θ_{ij} (voir équation VI.1), soit:

$$\Theta(\theta, \alpha) = \frac{\sum_{i=1}^N \sum_{j>i}^N \min(L_i, L_j) \theta_{ij}}{N(\alpha) \sum_{i=1}^N \sum_{j>i}^N \min(L_i, L_j)} \quad \text{VI.3}$$

avec $N(\alpha)$ le nombre de paires de mécanismes vérifiant $r_{ij} \leq \alpha D = \alpha(L_i + L_j)$

Cette pondération vient du fait qu'il y a, quelque soit la zone géographique considérée, plus de petits séismes que de séismes majeurs (cette observation est traduite mathématiquement par la loi de Gutenberg-Richter). Par conséquent, les solutions focales représentant des réajustements de second ordre sont plus nombreuses que les mécanismes focaux représentant la déformation majeure. Or, si, pour une zone mature, un poids équivalent est donné pour une valeur de θ_{ij} provenant de la comparaison entre deux petits séismes et une valeur θ_{ij} provenant de la comparaison de deux séismes majeurs, la distribution $\Theta(\theta, \alpha)$ sera gouvernée par les θ_{ij} correspondant à des ajustements de second ordre.

En pratique, il n'est pas aisé de comparer visuellement deux distributions $\Theta(\theta, \alpha)$. C'est pourquoi, il est nécessaire de mettre au point une mesure quantitative. En conséquence, les résultats seront représentés par des fonctions $\Gamma(\theta, \alpha)$ (fonction qui dérive de la fonction statistique χ^2 mesurant la différence statistique entre deux distributions). Ces fonctions $\Gamma(\theta, \alpha)$ comparent deux distributions $\Theta(\theta, \alpha)$ et $\Theta'(\theta, \alpha)$:

$$\Gamma(\Theta(\theta, \alpha), \Theta'(\theta, \alpha)) = \frac{\Theta(\theta, \alpha) - \Theta'(\theta, \alpha)}{\Theta(\theta, \alpha) + \Theta'(\theta, \alpha)} = \Gamma(\theta, \alpha) \quad \text{VI.4}$$

La fonction $\Gamma(\theta, \alpha)$ est comprise dans l'intervalle $[-1, 1]$

La fonction $\Gamma(\theta, \alpha)$ permet de définir l'écart entre la distribution $\Theta(\theta, \alpha)$ provenant de la population observée, et des distributions $\Theta'(\theta, \alpha)$ obtenues à partir de populations de référence. $\Gamma(\theta_0, \alpha_0)$ est égal à 1 lorsque $\Theta(\theta_0, \alpha_0) \gg \Theta'(\theta_0, \alpha_0)$ et $\Gamma(\theta_0, \alpha_0)$ est égal à -1 lorsque $\Theta(\theta_0, \alpha_0) \ll \Theta'(\theta_0, \alpha_0)$; si les distributions $\Theta(\theta_0, \alpha_0)$ et $\Theta'(\theta_0, \alpha_0)$ sont les mêmes, alors la fonction $\Gamma(\theta, \alpha)$ est la fonction nulle. La fonction $\Gamma(\theta, \alpha)$ étant comprise entre -1 et 1, l'avantage de représenter les résultats par ces fonctions est de pouvoir facilement comparer les résultats entre eux.

Nous allons maintenant définir les populations de références $\Theta'(\theta, \alpha)$. La distribution $\Theta(\theta, \alpha)$, appelée distribution observée, est obtenue à partir de la population réelle étudiée. Chaque élément de cette population est défini par trois composantes: sa position épiscoptrale, son mécanisme focal et la valeur du moment sismique. Trois distributions $\Theta'(\theta, \alpha)$ sont obtenues en modifiant successivement une des composantes, permettant ainsi de déterminer l'influence de chacune d'elle:

- $\Theta_{ma}(\theta, \alpha)$ La position épiscoptrale et le moment sismique de chaque séisme est conservé et le mécanisme au foyer est généré aléatoirement. Cette distribution est appelée distribution des mécanismes aléatoires.
- $\Theta_{mp}(\theta, \alpha)$, Position épiscoptrale et solution focale sont conservées, mais le moment sismique est permuté aléatoirement au sein de la population. Cette distribution est appelée distribution des moments permutés.

- $\Theta_{la}(\theta, \alpha)$ La position épiscopentrale est générée aléatoirement dans la zone géographique considérée; moment et solution focale sont conservés. Elle est appelée distribution des localisations aléatoires.

Il faut souligner que chacune de ces nouvelles distributions est une distribution moyenne déterminée à partir d'un nombre statistiquement significatif de tirages. Dans cette étude, chaque distribution moyenne est obtenue à partir de 10000 populations différentes.

La fonction $\Gamma(\Theta(\theta, \alpha), \Theta'(\theta, \alpha))$ (voir équation VI.4) est calculée pour trois couples de distributions $(\Theta(\theta, \alpha), \Theta'(\theta, \alpha))$, chacune de ces comparaisons fournissant une indication statistique sur la population de solutions focales étudiées:

- « $\Gamma(\Theta_{la}(\theta, \alpha), \Theta_{ma}(\theta, \alpha)) = \Gamma_1(\theta, \alpha)$ » (comparaison entre les distributions des localisations aléatoires et des mécanismes aléatoires). Cette mesure permet de mettre en évidence une orientation privilégiée de plans de faille à l'échelle de la zone étudiée. En effet, si une telle structure existe, l'orientation du plan de faille pour un séisme donné ne dépend pas de sa position épiscopentrale; la fonction $\Gamma_1(\theta, \alpha)$ sera alors positive pour des valeurs de θ faibles (inférieures à 20-25°) et négative pour des valeurs de θ élevées. Au contraire, si la zone est composée de familles de failles dont la dimension caractéristique est inférieure à la taille de la zone étudiée, la solution focale est une caractéristique locale de la zone; modifier la position revient alors à mélanger des ensembles aux caractéristiques différentes; la fonction $\Gamma_1(\theta, \alpha)$ sera égale à la fonction nulle.

- « $\Gamma(\Theta(\theta, \alpha), \Theta_{ma}(\theta, \alpha)) = \Gamma_2(\theta, \alpha)$ » (comparaison entre la distribution observée et la distribution des mécanismes aléatoires). Cette mesure permet de savoir si statistiquement, deux séismes proches (distance inter-épiscopentres r_{ij} inférieure à $\alpha(L_i + L_j)$) ont des orientations de plans de faille similaires. Plus leur orientation de plan de faille sera similaire, plus la fonction $\Gamma_2(\theta, \alpha)$ sera caractérisée par de fortes valeurs positives pour des valeurs θ faibles (inférieures à 25° environ) et des valeurs négatives pour θ supérieur à 30°. La différence par

rapport à la mesure précédente est qu'on obtiendra le même résultat pour une zone caractérisée par une unique direction de failles bien définie que pour une zone caractérisée par plusieurs directions bien définies de faille. Dans ce dernier cas, on parlera de cohérence locale de la variabilité d'orientation des plans de failles.

- « $\Gamma(\Theta(\theta, \alpha), \Theta_{mp}(\theta, \alpha)) = \Gamma_3(\theta, \alpha)$ » (comparaison entre les distributions observée et moments permutés). D'après le modèle proposé, dans une zone mature, les relâchements sismiques majeurs se produisent le long de failles bien développées et les réajustements de second ordre le long de failles variablement orientées. C'est pourquoi, permuter les valeurs de moments sismiques devrait modifier la distribution pondérée de variabilité d'orientation des plans de failles (équation VI.3) pour une zone mature. Cette mesure devrait théoriquement nous permettre de mettre en évidence un éventuel couplage entre la taille des séismes et l'orientation des plans de faille; plus ce couplage sera fort, plus la fonction $\Gamma_3(\theta, \alpha)$ présentera des valeurs positives élevées pour des angles θ faibles (inférieur à 20-25°) et des valeurs négatives pour des valeurs de θ importantes (supérieures à 30°).

VI-3 Validation par des données synthétiques

La méthode de traitement proposée est appliquée à trois populations synthétiques de données. Ces trois populations utilisent les positions épiscopentrales et les valeurs de moments sismiques des 92 solutions CMT (1977 à 1993) disponibles pour la région comprise entre les latitudes 23°N et 39°N et les longitudes 124°O et 108°O ($M_{max}/M_{min} = 250$). L'intérêt de considérer des valeurs observées de moment sismique est de respecter la loi de Gutenberg-Richter (voir chapitre II).

La population A est destinée à tester l'aptitude de la méthode à déceler une orientation privilégiée de plans de failles. Une orientation privilégiée est arbitrairement définie. L'angle entre la normale à l'orientation privilégiée et la normale au plan de faille de la solution focale

générée obéit à une loi gaussienne de déviation standard σ et de moyenne nulle; le plan auxiliaire est choisi aléatoirement. Pour cette population, la variabilité d'orientation des plans de failles à l'échelle locale, $\Gamma_2(\theta, \alpha)$, et la variabilité d'orientation des plans de failles à l'échelle de la zone étudiée, $\Gamma_1(\theta, \alpha)$, devraient être similaires et présenter des valeurs positives pour $\theta \leq 25^\circ$ et négatives pour $\theta \geq 30^\circ$. La fonction $\Gamma_3(\theta, \alpha)$ relative au couplage entre la taille des séismes et l'orientation des plans de faille devrait être, théoriquement, la fonction nulle. En pratique, ses oscillations autour de 0 nous permettront de contraindre l'erreur sur ce type de mesure.

- La population B représente une population de séismes dérivant d'un état des contraintes présentant une certaine homogénéité. Le plan de faille est déterminé suivant la même procédure que pour la population A. Pour représenter un état de contraintes homogène, on impose que, si le glissement du mécanisme de référence est de chevauchement pur, alors les solutions focales de la population considérée ne peuvent pas présenter de composante de glissement normal. En d'autres termes, le glissement sur le plan de faille ne peut pas s'écarter de plus de 90° par rapport à une direction de glissement privilégiée, limitant ainsi les orientations possibles pour le plan auxiliaire. Si θ_{ij} (équation VI.1) mesure statistiquement la variation d'orientation des plans de faille, la différence dans la détermination du plan auxiliaire entre les populations A et B ne devraient pas modifier les fonctions $\Gamma(\theta, \alpha)$. En conséquence, nous devrions trouver les mêmes résultats que précédemment.

- La population C représente une population où l'orientation des plans de faille est couplée à la taille du séisme. L'angle entre la normale à l'orientation privilégiée et la normale au plan de faille du séisme i obéit à une loi gaussienne de moyenne nulle et de déviation standard σ_i :

$$\sigma_i = \sigma_0 + \sigma_1 \left(1 - \frac{\log(M_i/M_{\min})}{\log(M_{\max}/M_{\min})} \right) \quad \text{VI.5}$$

La population C est caractérisée par une orientation de plan de faille à l'échelle de la zone, et par un couplage entre la taille des séismes et l'orientation des plans de failles (équation VI.5). De ce fait, les trois fonctions $\Gamma(\theta, \alpha)$ résultats devraient toutes trois présenter des pentes négatives.

La méthode est maintenant appliquée aux données synthétiques: les trois fonctions $\Gamma(\theta, \alpha)$ sont calculées pour chaque population synthétique. Les figures VI.3, VI.4 et VI.5 représentent respectivement les résultats pour les populations A, B et C. Les figures (a) représentent la variabilité d'orientation des plans de failles à l'échelle de la zone étudiée ($\Gamma_1(\theta, \alpha)$), (b) représentent la variabilité des plans de failles à échelle locale ($\Gamma_2(\theta, \alpha)$) et (c) l'éventuel couplage entre la taille des séismes et l'orientation des plans de faille ($\Gamma_3(\theta, \alpha)$) (la même présentation des résultats sera conservée pour les populations réelles). Chaque courbe est tracée pour $\alpha = 20$ (voir équation VI.3).

Les figures VI.3 et VI.4 sont tracées pour des populations A et B obtenues en considérant une déviation standard $\sigma = 60^\circ$. L'existence d'une orientation privilégiée de plan de faille est clairement mise en évidence par la mesure ($\Gamma_1(2, 20) = \Gamma_2(2, 20) = 0.5$) (Figures VI.3a, b et VI.4a, b). La mesure ne détecte pas de différence entre les populations A et B (Figure VI.3a, b et VI.4a, b) ce qui suggère que la mesure est indépendante (statistiquement) de l'orientation du plan auxiliaire. Aucun couplage entre le moment sismique et la direction de plan de faille n'apparaît pour les populations A et B ($\Gamma_3(\theta, 20) \leq \pm 0.06$) (Figure VI.3c et VI.4.c). Ces courbes permettent, néanmoins, d'évaluer le niveau de bruit de la mesure de couplage entre le moment sismique et la direction de plan de faille à environ ± 0.05 (la même valeur d'incertitude sera considérée pour les trois mesures $\Gamma(\theta, \alpha)$).

La population C représente des mécanismes focaux pour lesquels orientation de plan de faille et taille des événements sont couplés ($\sigma_0 = 20^\circ$, $\sigma_1 = 70^\circ$ voir équation VI.5). Ce

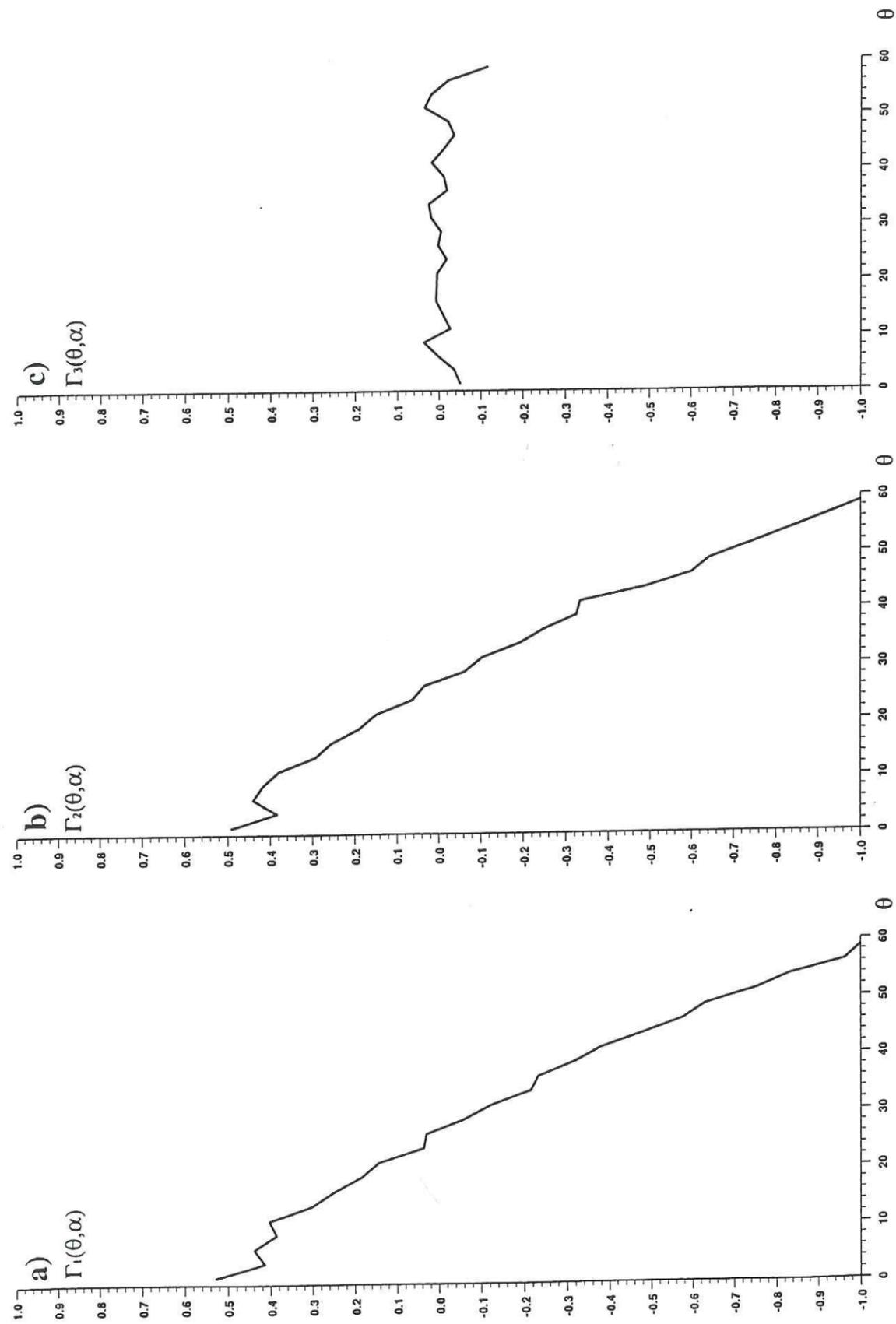


Figure VI.3: Caractérisation de la population A de solutions focales synthétiques: Mesure de la variabilité d'orientations des plans de faille à l'échelle de la zone étudiée (a), à l'échelle locale (b) et mesure du couplage entre la taille des séismes et l'orientation de plan de failles (c).

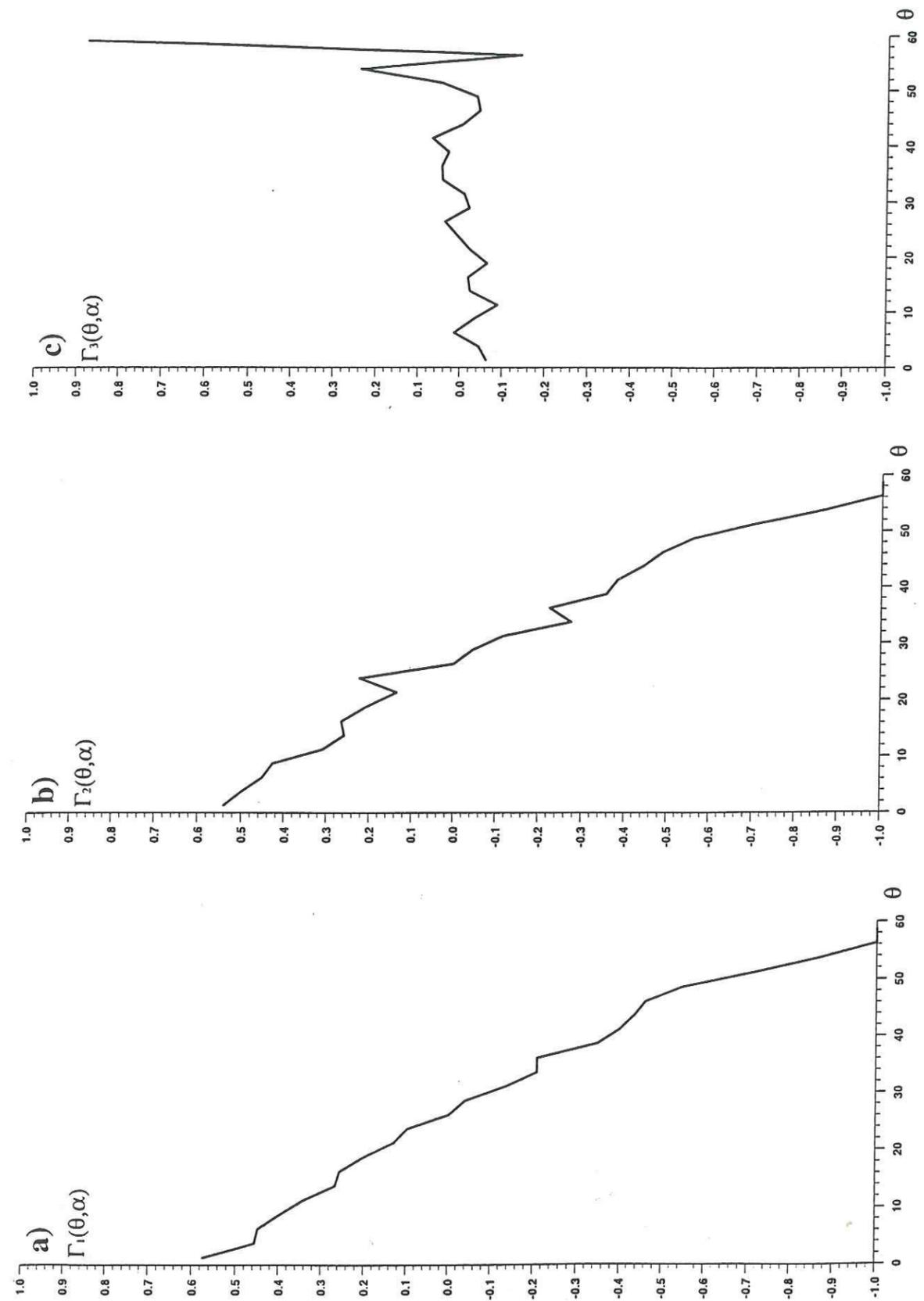


Figure VI.4: Caractérisation de la population B de solutions focales synthétiques: Mesure de la variabilité d'orientations des plans de faille à l'échelle de la zone étudiée (a), à l'échelle locale (b) et mesure du couplage entre la taille des séismes et l'orientation de plan de failles (c).

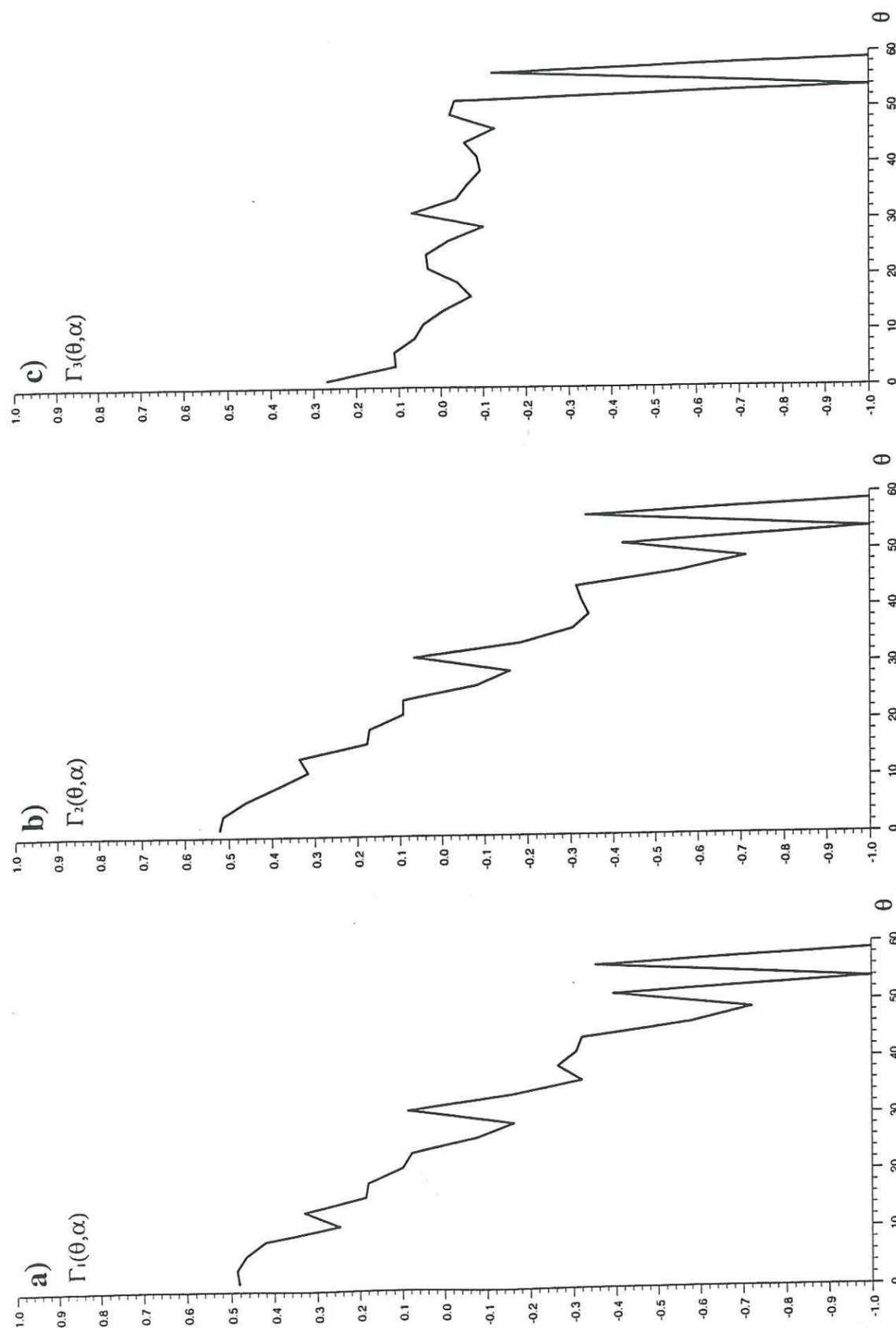


Figure VI.5: Caractérisation de la population C de solutions focales synthétiques: Mesure de la variabilité d'orientations des plans de faille à l'échelle de la zone étudiée (a), à l'échelle locale (b) et mesure du couplage entre la taille des séismes et l'orientation de plan de failles (c).

couplage est mis en évidence ($\Gamma_3(2,20) = 0.27$) (Figure VI.5c) ainsi que l'existence d'une direction privilégiée de plans de faille ($\Gamma_1(2,20) = \Gamma_2(2,20) = 0.5$) (Figure VI.5a et b).

Les mesures sur les données synthétiques permettent de valider la méthode proposée en ce qui concerne ses capacités de détection de directions privilégiées de plans de faille et de couplage entre la taille et l'orientation de plan de faille des séismes. Il faut souligner le comportement erratique des courbes (notamment figures VI.4a, b et c) pour des angles θ supérieurs à 50° . Ce comportement vient de la très faible probabilité pour une paire de séismes (i, j) de former un angle θ_{ij} supérieur ou égal à 50° compte-tenu des relations géométriques entre les plans nodaux. C'est pourquoi nous limiterons l'exploitation des courbes dans l'intervalle $[0, 50^\circ]$.

VI-4 Caractérisation de zones de déformation

Les données utilisées proviennent du catalogue CMT (Dziewonski et Woodhouse, 1983) couvrant la période 1977, 1993, soit plus de 10000 solutions. Les trois régions suivantes sont étudiées:

- La zone de failles de San Andreas (Californie)
- L'Asie
- L'essai de sismicité intraplaque de Kiribati

Les mesures sont effectuées pour des paires de séismes dont la distance entre les épicentres est inférieure à $D = \alpha(L_i + L_j)$ avec L_i la taille caractéristique du séisme i et α un paramètre réel (voir équation VI.3). Pour chacune des zones étudiées, les résultats seront présentés pour des valeurs de α de 4, 12 et 20. Ces trois courbes permettront de tester si les caractéristiques définies par les fonctions $\Gamma(\theta, \alpha)$ sont stables ou varient avec la distance de comparaison $D = \alpha(L_i + L_j)$.

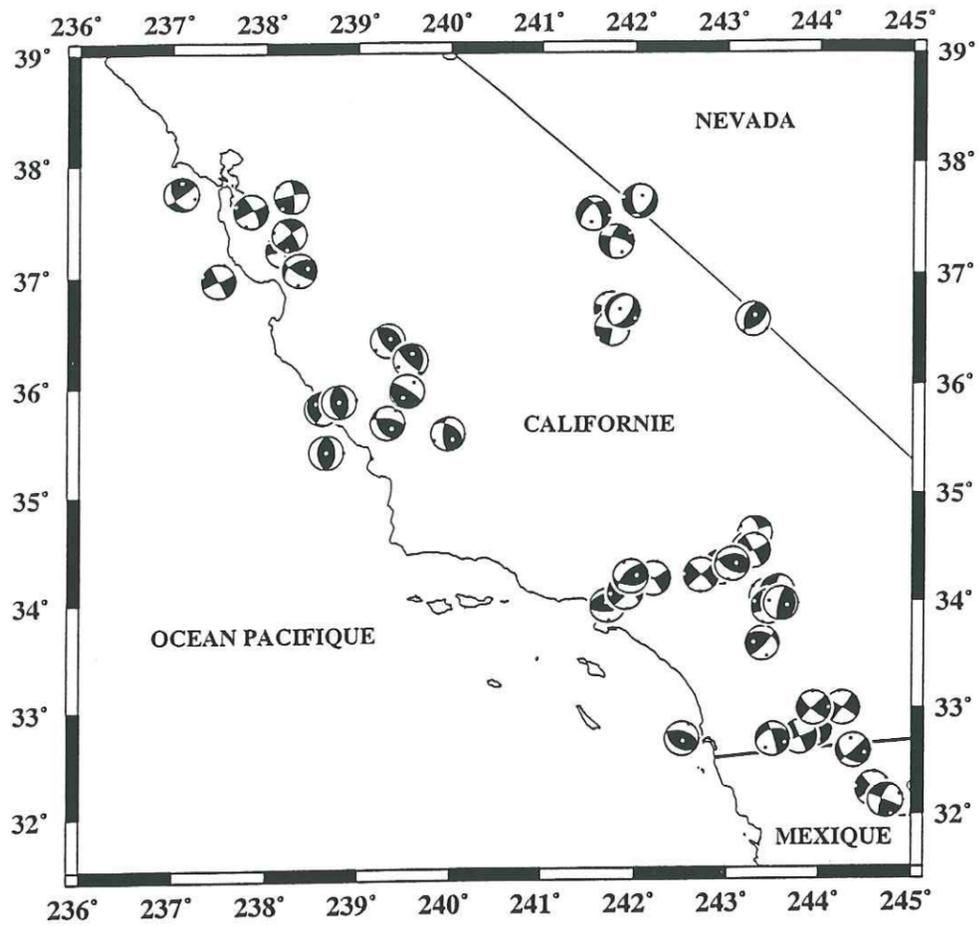


Figure VI.6: Carte des quarante six solutions focales CMT du système de failles de San Andreas (Californie).

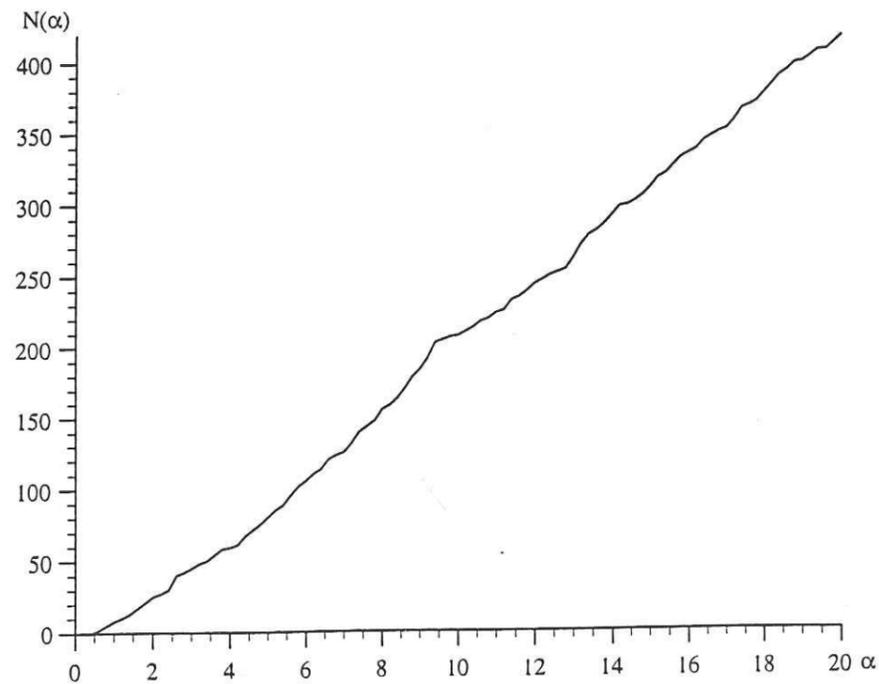


Figure VI.7: Nombre de paires de solutions focales (i, j) du système de failles de San Andreas (Californie) dont la distance entre les épicentres est inférieure ou égale à $\alpha(L_i + L_j)$.

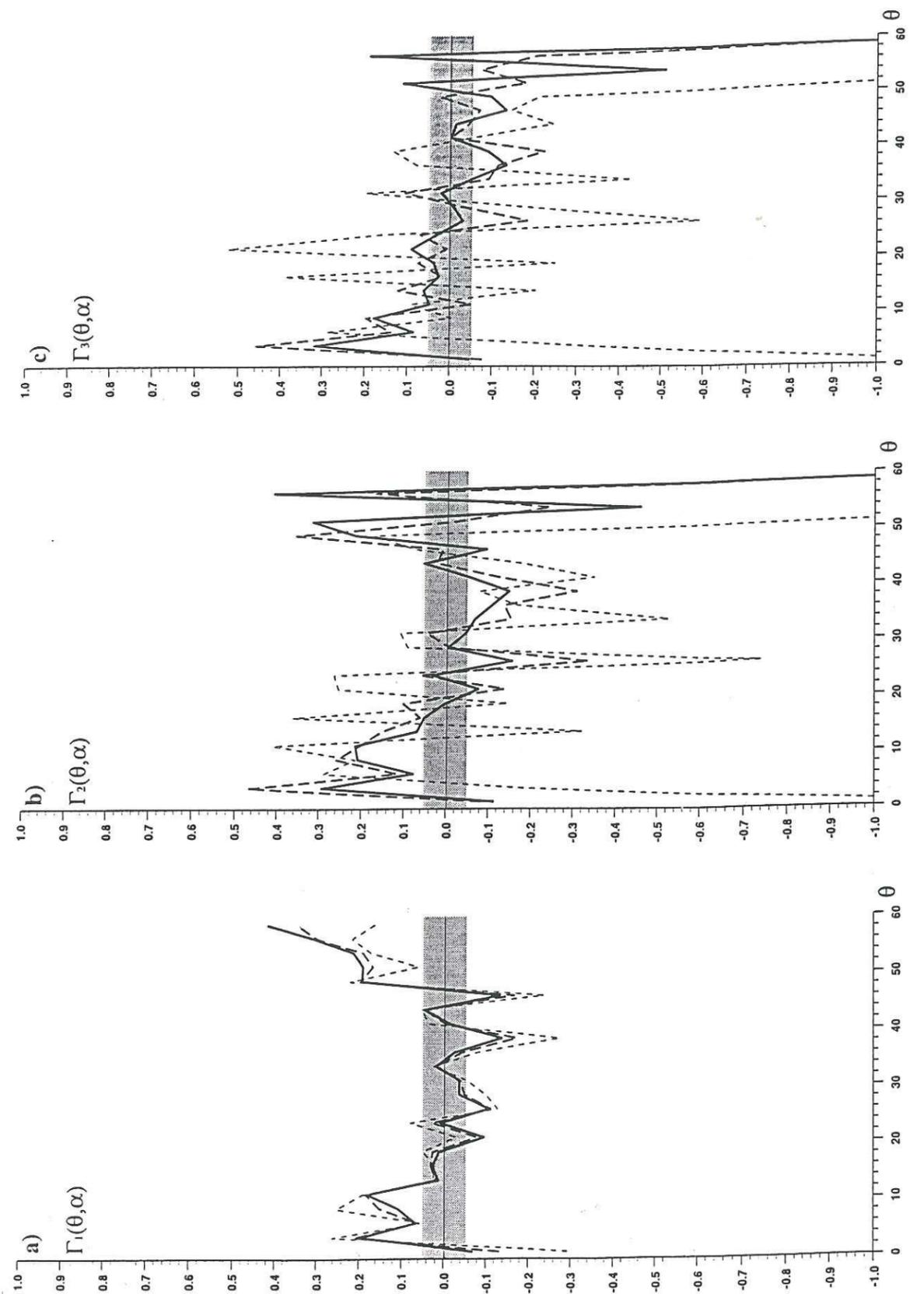


Figure VI.8: Caractérisation des quarante six solutions focales CMT du système de failles de San Andreas (Californie): Mesure de la variabilité d'orientations des plans de faille (a): à l'échelle de la zone étudiée (b): à l'échelle locale ($\Gamma_2(\theta, \alpha)$) et, (c): mesure du couplage entre la taille des séismes et l'orientation de plan de failles ($\Gamma_3(\theta, \alpha)$). Les courbes en trait plein représentent $\alpha = 20$, en pointillés épais pour $\alpha = 12$ et en pointillés fins pour $\alpha = 4$. La zone en gris représente le domaine d'incertitude estimé sur les fonctions $\Gamma(\theta, \alpha)$.

VI-4.1.1 Zone de failles de San Andreas

La zone de failles de San Andreas s'étend sur environ 1000 km du Nord de l'état de Californie jusqu'au Golfe de Californie (Figure VI.6) (pour une présentation détaillée de la zone voir Working group on California earthquake probabilities (1995)). Quarante-six solutions focales CMT sont localisées dans cette zone (Figure VI.6). Les valeurs de moments sismiques varient de $4.13E16$ Nm à $1.06E19$ Nm (valeur moyenne $4.13E18$ Nm). La longueur moyenne ($L_i + L_j$) est de 25 km. Pour la distance de comparaison maximale ($\alpha = 20$), 416 paires de séismes satisfont la relation $r_{ij} \leq 20(L_i + L_j)$, soit 40% du nombre de paires événements (Figure VI.7).

L'orientation des plans de failles présente une cohérence à l'échelle de la zone étudiée: statistiquement, les plans de failles ont des orientations proches à $\pm 20^\circ$ ($\Gamma_1(4,20) = 0.2$) (Figure VI.8a). A échelle locale, cette cohérence est plus marquée ($\Gamma_2(4,20) = 0.3$) (Figure VI.8b). La figure VI.8c montre très clairement que les moments sismiques ne sont pas répartis aléatoirement au sein de la population de séismes étudiée mais qu'il existe une relation de couplage marquée entre la taille du séisme et l'orientation du plan de faille ($\Gamma_3(4,20) = 0.32$). On peut noter que le comportement de chacune de ces courbes ne varie pas significativement en fonction de α .

En conclusion de ces résultats, la zone de faille de San Andreas est clairement définie comme une zone mature.

VI-4.1.2 Asie

Deux cent soixante cinq solutions focales CMT de profondeur focale inférieure à 35 km sont disponibles pour la zone comprise entre 20 et 45°N et 65 et 120°E (Figure VI.9). La valeur minimale du moment scalaire est $2.35E16$ Nm et la valeur maximale est $7.68E19$ Nm

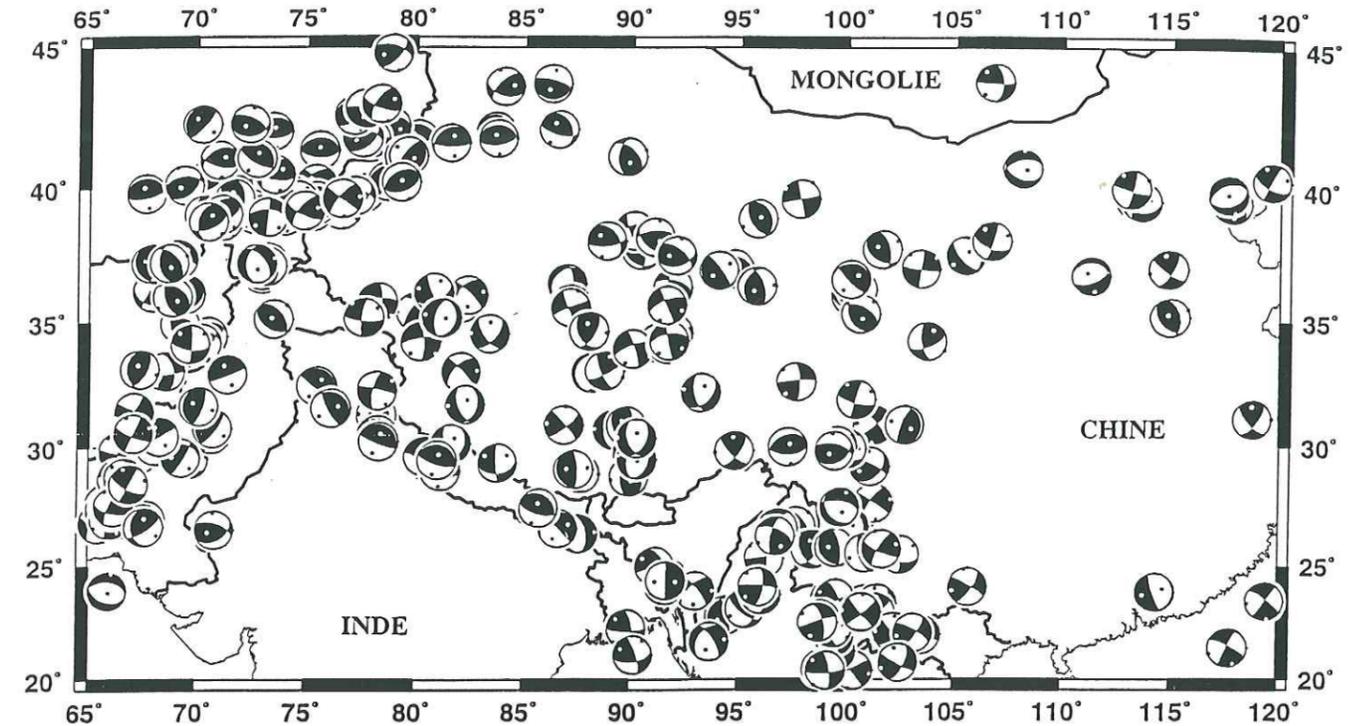


Figure VI.9: Carte des deux cent soixante cinq solutions focales CMT de l'Asie

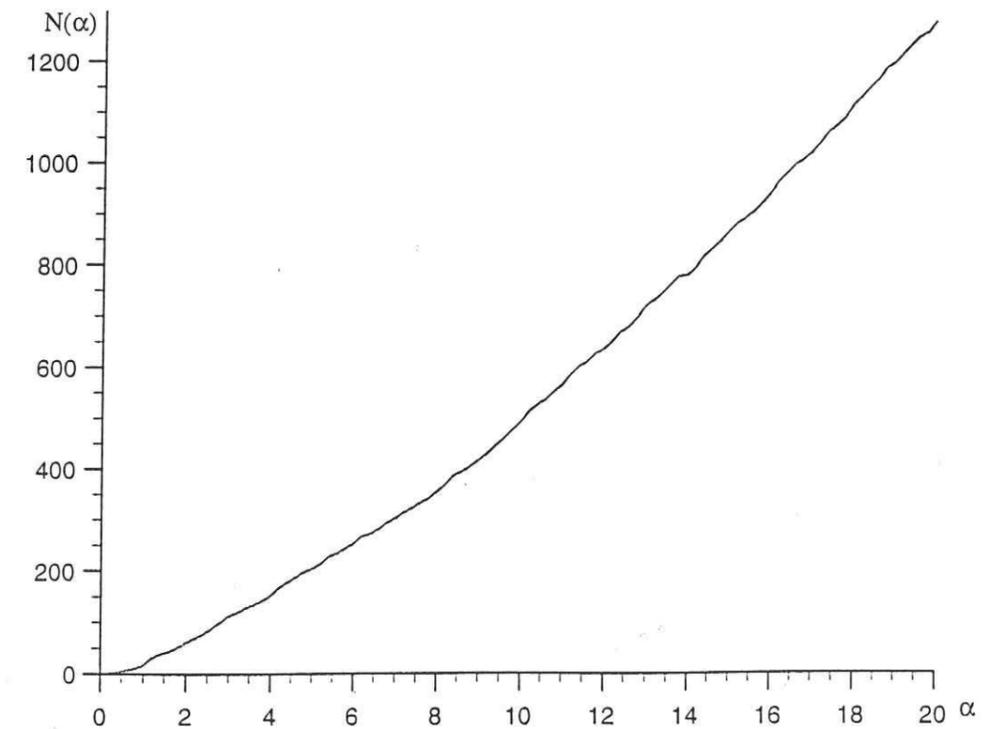


Figure VI.10: Nombre de paires de solutions focales (i, j) de l'Asie dont la distance entre les épicentres est inférieure ou égale à $\alpha(L_i + L_j)$.

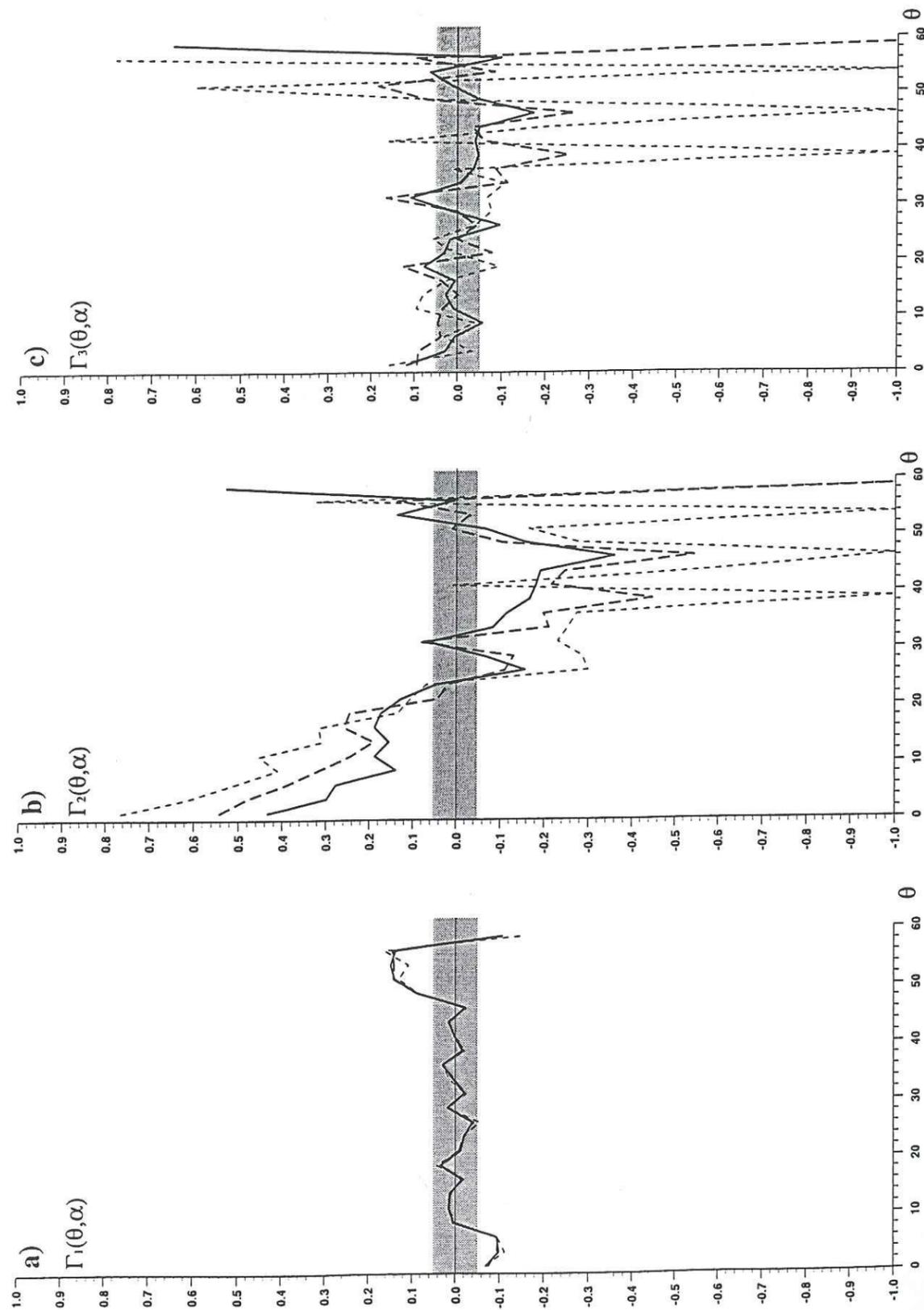


Figure VI.11: Caractérisation des deux cent soixante cinq solutions focales CMT de l'Asie. Mesure de la variabilité d'orientations des plans de faille (a): à l'échelle de la zone étudiée (b): à l'échelle locale ($\Gamma_2(\theta, \alpha)$) et, (c): mesure du couplage entre la taille des séismes et l'orientation de plan de failles ($\Gamma_3(\theta, \alpha)$). Les courbes en trait plein représentent $\alpha = 20$, en pointillés épais pour $\alpha = 12$ et en pointillés fins pour $\alpha = 4$. La zone en gris représente le domaine d'incertitude estimé sur les fonctions $\Gamma(\theta, \alpha)$.

(valeur moyenne $1.56E18$ Nm). La longueur ($L_i + L_j$) moyenne est de 12 km. Le nombre maximal de comparaisons est de 1277 (Figure VI.10).

La zone étudiée est hétérogène; la figure VI.11a montre que, à l'échelle de la zone, la variabilité d'orientation des plans de failles de la population étudiée ne diffère pas de celle d'une population de mécanismes purement aléatoires ($\Gamma_1(\theta, \alpha)$ proche de la fonction nulle). A une échelle plus locale, l'orientation des plans de faille présente une bonne cohérence (Figure VI.11b). Plus la distance de comparaison est faible (α petit), plus cette cohérence est élevée ($\Gamma_2(2,4) = 0.78$; $\Gamma_2(2,12) = 0.55$; $\Gamma_2(2,20) = 0.44$). Pour la gamme de distance étudiée (α de 4, 12 et 20, soit une distance de comparaison moyenne d'environ 48, 144 et 240 km) la cohérence locale est toujours supérieure à celle observée dans le cas de la zone de faille de San Andreas (Figure VI.8b). Il semble que la taille des séismes et la direction du plan de faille soient légèrement couplées en Asie ($\Gamma_3(2,20) = 0.12$) (Figure 11c), mais que ce couplage reste moins fort que dans le cas de la zone de faille de San Andreas (Figure VI.8c).

La variabilité locale d'orientation des plans de failles (Figure VI.11b) montre que la déformation sismique dans la région étudiée se fait en partie sur des zones de faiblesses géométriquement bien définies sur des longueurs de quelques centaines de km. Néanmoins, le couplage entre la direction des plans de failles et la taille des séismes est faible. D'après le modèle proposé, ces mesures nous permettent de conclure que la déformation en Asie est, en moyenne, localisée sur des structures moins matures que dans le cas du système de faille de San Andreas.

VI-4.1.3 Essaim de sismicité intraplaque de Kiribati

A l'extrémité Sud-Est des îles Gilbert (Océan Pacifique; République de Kiribati) (3.5°S ; 177.5°E) une activité sismique intraplaque débuta en décembre 1981 et se prolongea jusqu'à mars 1983 (Lay et Okal, 1983). Aucune structure bathymétrique importante ne peut être reliée

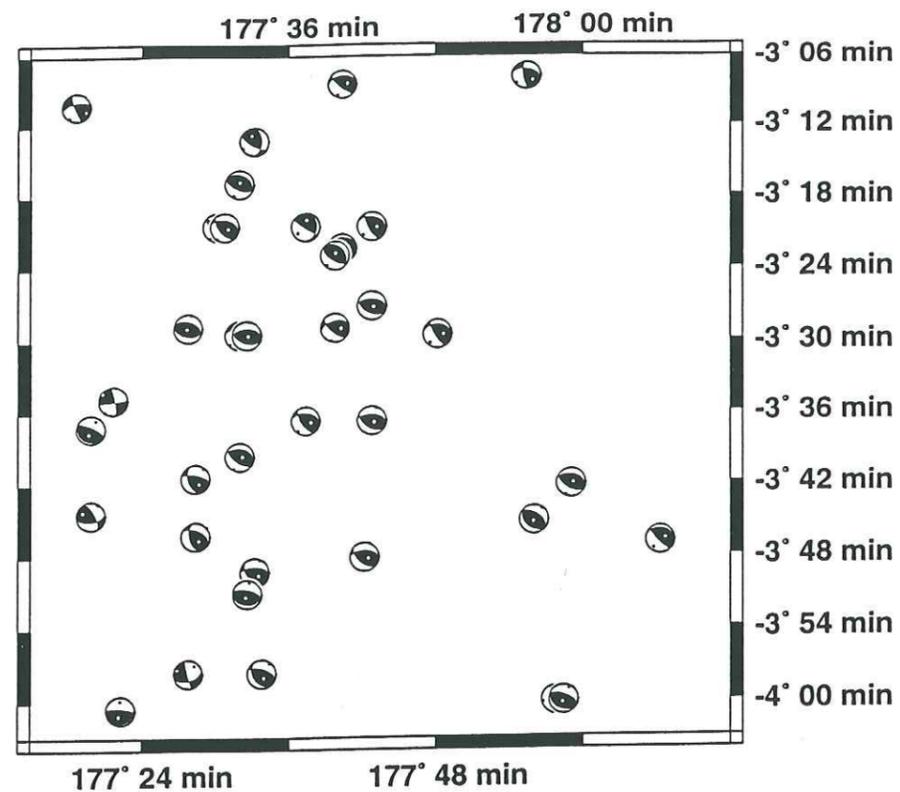


Figure VI.12: Carte des trente-six solutions focales CMT de l'essai de Kiribati.

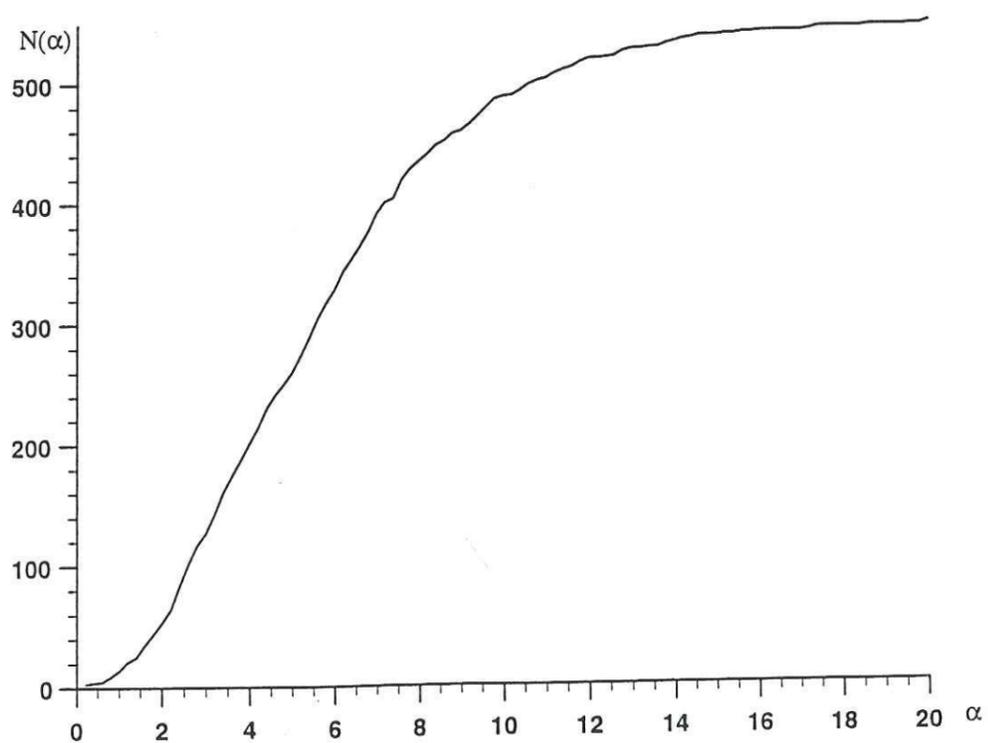


Figure VI.13: Nombre de paires de solutions focales (i, j) de l'essai de Kiribati dont la distance entre les épicentres est inférieure ou égale à $\alpha(L_i + L_j)$.

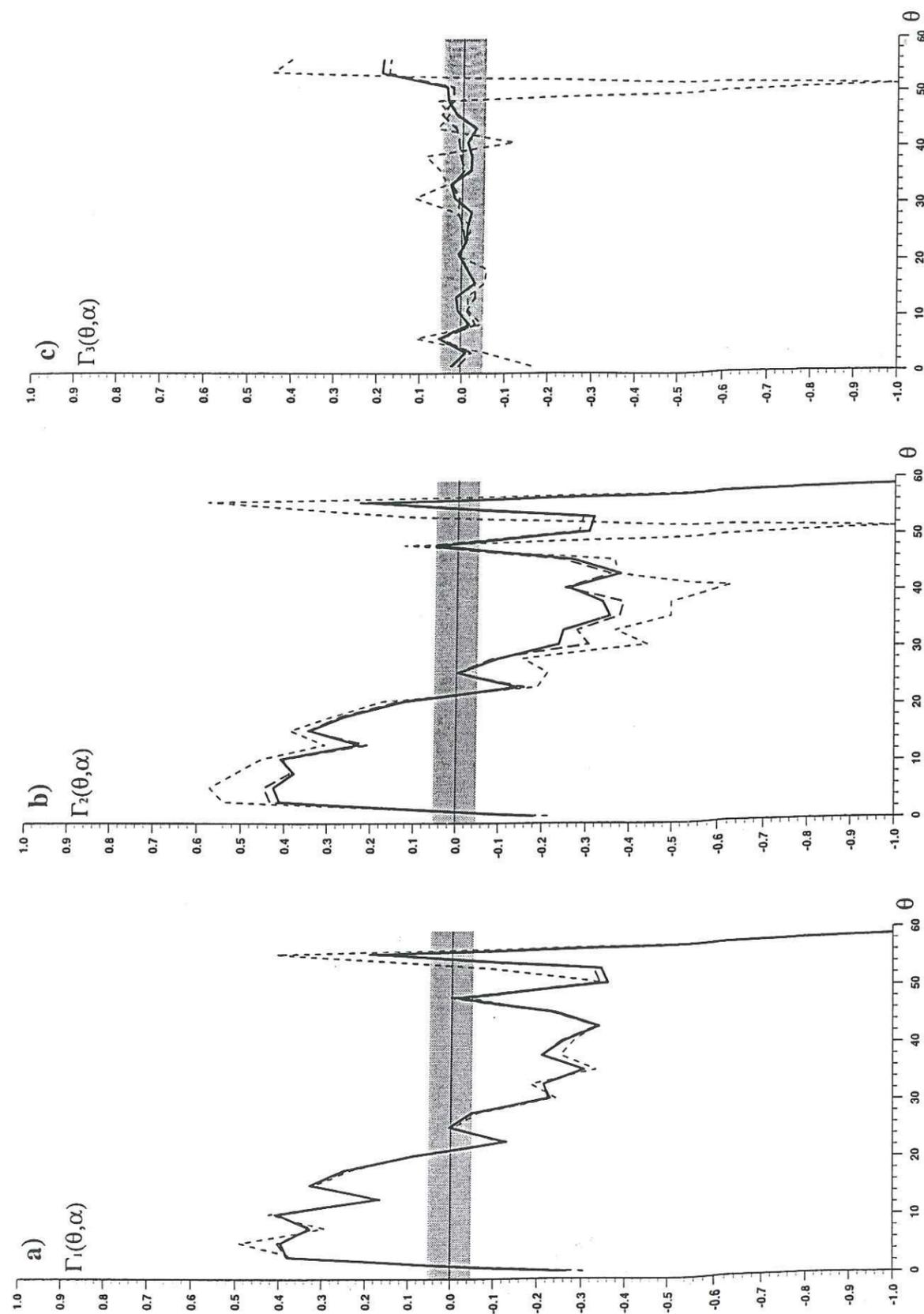


Figure VI.14: Caractérisation des trente-six solutions focales CMT de l'essai de Kiribati: Mesure de la variabilité d'orientations des plans de faille (a): à l'échelle de la zone étudiée (b): à l'échelle locale ($\Gamma_2(\theta, \alpha)$) et, (c): mesure du couplage entre la taille des séismes et l'orientation de plan de failles ($\Gamma_3(\theta, \alpha)$). Les courbes en trait plein représentent $\alpha = 20$, en pointillés épais pour $\alpha = 12$ et en pointillés fins pour $\alpha = 4$. La zone en gris représente le domaine d'incertitude estimé sur les fonctions $\Gamma(\theta, \alpha)$.

à l'orientation des plans focaux; l'origine (magmatique ou tectonique) de cette sismicité reste indéterminée (Lay et Okal, 1983). Trente-six solutions focales de séismes, localisés dans un carré de 100 km de côté ont été déterminées par CMT (Figure VI.12). Le moment sismique varie de $3.22E16$ Nm à $1.00E18$ Nm. La longueur moyenne ($L_i + L_j$) est de 9 km; pour une valeur de α de 20, la distance de comparaison (180 km) est supérieure à la taille caractéristique de la zone sismique; c'est pourquoi, pour cette valeur de α , le nombre de mesures est de 547 soit 87% du nombre total de paires de séismes (Figure VI.13).

La distance de comparaison étant supérieure à la taille caractéristique de l'essai, il n'est pas étonnant que les fonctions $\Gamma_1(\theta, \alpha)$ et $\Gamma_2(\theta, \alpha)$ représentant respectivement la cohérence d'orientation des plans de failles à l'échelle de l'essai (Figure VI.14a) et à l'échelle locale (Figure VI.14b) soient similaires. Cette cohérence est beaucoup plus marquée ($\Gamma_1(4,20) = 0.4$) que dans le cas de la faille de San Andreas (Figure VI.8b). La cohérence locale est d'autant plus nette que la distance de comparaison est faible ($\Gamma_2(6,4) = 0.58$; $\Gamma_2(6,12) = 0.44$; $\Gamma_2(6,20) = 0.42$) (Figure VI.14b), résultat que ne permet pas d'établir une simple inspection visuelle des solutions focales (Figure VI.12). Pour cette population de séismes, il n'existe pas de relation de couplage forte entre l'orientation des plans de failles et la taille du séisme ($\Gamma_3(\theta, 20) \leq 0.06$) (Figure VI.14c). Ce résultat est vraisemblablement une conséquence des faibles variations de moment sismique ($M_{\max}/M_{\min} = 30$). Quoiqu'il en soit, les mesures indiquent l'existence d'une géométrie de plans de faille très bien définie. Cette orientation correspond, a priori, à l'azimut moyen des plans nodaux et à l'extension spatiale de l'essai tout deux NW-SE.

La faible variabilité d'orientation des plans de faille semble indiquer une zone mature. Néanmoins, les données disponibles ne permettent pas d'étudier le couplage entre la taille des séismes et l'orientation des plans de faille. Le rapport M_{\max}/M_{\min} (de 30 dans les données de l'essai de Kiribati) apparaît comme un critère clé pour l'étude de ce couplage.

VI-5 Discussion et conclusion

A partir de données réelles et de données synthétiques, il a été montré que la méthode proposée permet, à partir d'une population de solutions focales donnée, de fournir des indications quantitatives sur la déformation sismique; notamment la cohérence locale et à grande échelle de l'orientation des plans de failles et le couplage entre la taille des séismes et les orientations des plans de failles. Il est important de souligner que la méthode utilise l'azimut et le plongement des plans nodaux. Les diverses mesures ont permis de mieux cerner son domaine d'application. Sa principale limitation est:

- Lorsque le couplage entre la taille des séismes et l'orientation des plans de faille est faible (du type de l'équation VI.5), ou lorsque le rapport M_{\max}/M_{\min} est nettement inférieur à 100, un éventuel couplage est délicat à mettre en relief.

Mais ses avantages sont nombreux:

- La méthode ne nécessite aucune connaissance a priori des caractéristiques de la sismicité de la région.

- Le nombre de combinaisons de paires d'événements nécessaires pour obtenir des résultats stables se situe autour de 150; en conséquence, quelques dizaines de mécanismes au foyer sont généralement suffisants pour appliquer cette méthode.

- La méthode de traitement proposée est capable de mettre en évidence et de quantifier l'existence d'une orientation privilégiée locale, ou à l'échelle de la zone étudiée, de plans de faille au sein d'une population de solutions focales.

- La méthode de traitement révèle et quantifie une éventuelle relation de couplage existant entre la taille des séismes et la direction de leur plan de faille.

• La méthode permet de s'affranchir de la taille de la zone étudiée. Dans les exemples traités, nous avons comparé des régions aux dimensions très variées (de 10 000 à 7 500 000 km²).

Appliquée au système de faille de San Andreas, cette méthode a permis de faire apparaître un fort couplage liant la taille des séismes et l'orientation des plans de faille. Ce couplage, caractéristique des zones matures, existe aussi en Asie mais reste beaucoup moins marqué. De plus, les mesures de variabilité d'orientation des plans de failles permettent de conclure, sans connaissance a priori des caractéristiques de la sismicité, qu'il existe une orientation de plans de faille privilégiée à l'échelle de la zone.

A l'échelle de Asie, la déformation est peu organisée, mais, la méthode permet de trouver une cohérence locale. En effet, la déformation semble se localiser pour partie sur des zones de failles géométriquement bien définies sur des distances de quelques centaines de kilomètres, mais, en moyenne, la déformation se situe sur des zones moins matures que dans le cas du système de faille de San Andreas. Pour pouvoir améliorer nos conclusions, des études plus locales sont requises.

L'analyse de l'essai de sismicité de Kiribati indique une direction privilégiée d'orientation des plans de faille très marquée (plus marquée que dans le cas du système de failles de San Andreas). Cette direction NW-SE, en accord avec la répartition spatiale des épacentres, semble indiquer la présence de zones de faiblesse de même orientation, et par conséquent une zone mature. Les solutions focales de cet essai ne présentent pas de variations suffisantes de moment sismiques pour pouvoir mettre en évidence un éventuel couplage entre la taille et l'orientation de plan de faille des séismes.

En conclusion, la méthode démontre l'existence d'une orientation privilégiée de plan de faille au sein d'une population de séismes. Si comme les données synthétiques semblent l'indiquer, l'orientation du plan auxiliaire a peu d'influence sur la mesure de variabilité

d'orientation des plans de faille, il est théoriquement possible de compléter la méthode pour discriminer le plan de faille du plan auxiliaire au sein d'une population de solutions focales.

Cette méthode présente aussi un intérêt pour l'évaluation du risque sismique. En effet, par définition, dans une zone immature il n'existe pas de grandes failles (à l'échelle de la zone), et par conséquent, la longueur maximum de rupture est strictement inférieure à la taille de la zone. Etre capable de qualifier une zone d'immature revient à dire que la taille maximale du séisme pouvant affecter cette zone est strictement inférieure à la taille de la zone. L'estimation de la longueur maximale de rupture peut être encore plus précise en faisant varier la distance de comparaison $D = \alpha(L_i + L_j)$ et en observant à partir de quelle distance moyenne les orientations privilégiées de plans de faille disparaissent (à partir des fonctions $\Gamma_2(\theta, \alpha)$). En revanche, dans une zone mature comme le système de San Andreas, la méthode prouve l'existence d'une orientation de plans de faille privilégiée sur l'ensemble de la région (et ce, uniquement à partir de quelques dizaines de solutions focales). Dans ce cas, la longueur maximale de rupture est uniquement limitée par la taille du système étudié. En résumé, nous proposons une méthode qui, à partir d'une population de quelques dizaines de solutions focales permet de contraindre la taille du plus gros événement sismique susceptible d'affecter la zone.

Conclusions générales

Conclusions générales

La région de Gazli fut frappée par trois séismes de magnitude 7 en moins de 8 ans. Une telle séquence sismique en domaine intracontinental reste, au regard du comportement moyen d'une zone sismique, tout à fait particulière. La faible distance (moins de 20 km) entre les épicentres et un important champ de gaz en exploitation semblait indiquer une relation de cause à effet entre l'exploitation de gaz et cette sismicité. Le but de ce travail était de présenter une synthèse des travaux existant sur la séquence intraplaque de Gazli, d'en donner une description aussi complète que possible et de proposer un modèle permettant d'expliquer les observations.

Cette séquence sismique est isolée temporellement: depuis au moins 750 ans la région épiscopale n'avait pas subi de choc majeur. La synthèse des travaux décrivant les trois chocs (76a, 76b et 84) ainsi que les résultats de l'inversion des données géodésiques montrent clairement que plusieurs plans de failles, aux orientations variées ont été activés durant la séquence. La cinématique de ces événements majeurs et celle d'événements de faibles magnitudes ($M_L \leq 3.2$) enregistrés durant la campagne de 1991 est complexe. Depuis le début de la séquence en 1976 jusqu'au dernier séisme majeur en 1984, la sismicité a subi une migration NE-SW de 90 km. Cette migration semble être localisée par une structure chevauchante peu ordonnée, orientée N60E et composée de petites failles d'orientations variées.

La séquence a ensuite été abordée par une approche mécanique. Le champ local des contraintes à Gazli déduit de solutions focales de petits séismes ($M_L \leq 3.2$) ne diffère pas du champ des contraintes régional. Ce dernier est principalement gouverné par la collision Inde-Asie. Cet accord entre le champ local et régional des contraintes démontre une relation entre la tectonique régionale et la déformation à Gazli. Cette approche mécanique permet aussi de

définir les conditions de glissement sur chacun des plans de faille des séismes majeurs. En terme de critère de Mohr-Coulomb, bien qu'ils présentent des orientations diverses, chacun de ces plans est orienté favorablement pour être activé sismiquement. Si un ou plusieurs de ces événements ont été déclenchés par une perturbation liée à l'exploitation d'hydrocarbures, l'analyse en terme de critère de Mohr-Coulomb ne permet pas de démontrer la nécessité d'une telle perturbation. En outre, les variations d'orientation des directions principales des contraintes observées à la suite du séisme majeur de 1984 imposent une contrainte maximale de cisaillement $(\sigma_1 - \sigma_3)/2$ de faible magnitude, de l'ordre de quelques centaines de bars. Si une telle valeur se confirmait par ailleurs, les implications sur la mécanique de la rupture seraient considérables.

Une analyse des relations pouvant exister entre les manipulations de fluides liées à l'exploitation locale de gaz et la sismicité majeure à Gazli semble indiquer que la séquence sismique est indépendante de l'exploitation de gaz. L'énergie libérée durant la séquence semble d'origine purement tectonique, et aucun mécanisme convaincant de déclenchement des séismes majeurs n'a pu être proposé.

L'existence d'une relation entre la déformation à Gazli et la tectonique régionale ayant été mise en évidence, nous avons présenté une analyse tectonique. La déformation dans la région de Gazli peut être interprétée comme la propagation au sein de la plaque Turan de la déformation due à la collision Inde-Asie. La séquence de Gazli correspond à l'absorption sur une structure chevauchante orientée NE-SW d'un déplacement horizontal vers le NW du à la collision Inde-Asie; cette structure chevauchante correspond alors à la structure orientée N60E rendue visible par l'analyse des photos satellites. L'existence de cette structure chevauchante est confirmée par deux études indépendantes. Thomas et al. (1995) montrent, à partir de la carte isopaque Oligocène-Pliocène inférieur l'existence, dans la région de Gazli de bassins compressifs liés à des structures chevauchantes à vergence NW absorbant le déplacement décrochant dextre le long de la zone de suture Oural-Tien Shan. La carte d'échelle plus locale des isobathes de la limite Paléocène-Eocène (Tal-Virskyi et al., 1984) permet de situer la zone épiscopentrale de Gazli sur la bordure Est de l'un de ces bassins compressifs d'axe orienté NE-

SW. La profondeur du bassin compressif et l'absence de relief dans la région épiscopentrale de Gazli soutiennent l'idée que cette structure chevauchante a accommodé peu de déplacement. A partir de résultats de la mécanique des roches, nous développons une idée esquissée par Schweig et Ellis (1994) liant les variations d'orientations de plans de faille, situés sur une structure, au déplacement qu'a accommodé cette dernière. Les variations d'orientations de plans de faille observées durant la séquence de Gazli, voire son déroulement en une séquence d'événements sismiques, seraient alors une conséquence du faible déplacement accommodé par la structure chevauchante. Ce type de structure sera qualifiée d'immature. En revanche, une structure mature se caractérise par la présence de failles bien développées et d'orientation plus homogène localisant la déformation sismique.

Dans la dernière partie de cette thèse, nous proposons une méthode statistique permettant, à partir de quelques dizaines de solutions focales de caractériser une zone sismique en terme de zone mature ou immature. Ces notions ont des implications importantes pour l'évaluation du risque sismique. En effet, une zone immature étant caractérisée par l'absence de failles bien développées, aucun séisme d'une zone immature ne peut présenter de longueur de rupture comparable à la taille de la zone étudiée. C'est pourquoi caractériser une zone sismique donnée par sa «maturité» peut donner une première estimation du risque sismique encouru.

Références bibliographiques

- Abers, G. A. et J. W. Gephart (1995). Constraining the regional stress tensor directly from seismic first-motion observations. XXI General Assembly of the IUGG, Boulder, Colorado,
- Amorèse, D., 1993. Sismotectonique et déformation actuelle de la terminaison nord-occidentale de l'arc égéen (Iles Ioniennes, Arcanie, Epire, Grèce). Thèse de l'Université Joseph Fourier, 183.
- Amorèse, D., J.-R. Grasso, L. M. Plotnikova, B. Nurtaev et R. Bossu, 1995. Rupture kinematics of the three Gazli major earthquakes from vertical and horizontal displacements data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85: 552-559.
- Amorèse, D. et J. R. Grasso, 1995. Ruptures planes of the Gazli earthquakes deduced from local stress tensor calculus and geodetic data inversion. *J. Geophys. Res.* (accepted),
- Anderson, H., 1988. Comparaison of centroid-moment tensor and first motion solutions for western Mediterranean earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 52: 1-7.
- Angelier, J. et P. Mechler, 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie : la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. France*, 6: 1309-1318.
- Aptekman, K. Y., V. M. Grayzier, K. G. Pletnev, D. N. Rustanovitch, N. V. Shebalin et V. V. Shteinberg, 1978. Some data on processes in the epicentral zone of the 1976 Gazli earthquakes (in Russian). *Epicentral zones of earthquakes* Ed. Nauka. Moscow, 149-166.
- Argand, E., 1924. La tectonique de l'Asie. 13ième Congr. Geol. Int., 1: 171-372.
- Armijo, R. et A. Cisternas, 1978. Un problème inverse en microtectonique cassante. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 287: 595-598.
- Assumpção, M., 1992. The regional intraplate stress field in South America. *J. Geophys. Res.*, 97: 11889-11903.
- Bell, M. L. et A. Nur, 1978. Strength changes due to reservoir-induced pore pressure and stresses and application to lake Oroville. *J. Geophys. Res.*, 83: 4469-4483.
- Bell, J. S., 1990. Lecture: The stress regime of the Scotian shelf offshore eastern Canada to 6 kilometers depth and implications for rock mechanics and hydrocarbon migration. *Rock at great depth* Ed. M. Fourmaintraux. Balkema, Rotterdam, 1243-1265.
- Bent, A., 1993. The 1989 (Ms 6.3) Ungava, Quebec earthquake: A complex intraplate event. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84: 1075-1088.
- Bernard, P. et A. Zollo, 1989. The Irpinia (Italy) 1980 earthquake: detailed analysis of a complex normal faulting. *J. Geophys. Res.*, 94: 1631-1647.
- Bezrodnyi, E. M., 1986. The source mechanism of the Gazli earthquakes of 1976-1984 (in Russian). *Gazli earthquakes of 1976 and 1984* Eds. I. V. Shebalin, R. I. Ibragimov and Y. K. Tshernov. Tashkent, Fan, ed. 94-105.

Bezrodnii, E. M., 1979. Mechanisms of the Gazli earthquakes from seismological data (in Russian). Seismological Research in Usbekistan Ed. Fan. Tashkent, 42-53.

Boatwright, J. et G. L. Choy, 1992. Acceleration source spectra anticipated for large earthquakes in Northeastern America. Bull. Seism. Soc. Am., 82: 660-682.

Bonnin, J., A. Gvishiani, R. Madariaga, B. Mohammadioun, D. Rouland et M. Zhizhin, 1993. Reconnaissance syntaxique des formes appliquée à l'analyse des signaux sismiques. Rapport CEA, BC: 5918/LB.

Boore, B. A., 1977. Earthquakes and volcanoes. Readings from Scientific American. W. H. Freeman and company. San Francisco.

Bossu, R., D. Amorese et J. R. Grasso (1994). Use of micro focal mechanisms for stress tensor study in a continental area. E.G.S., Grenoble, Ann. Geophys, 12: C121

Bossu, R., J.-R. Grasso, L. M. Plotnikova, B. Nurtaev, J. Frechet et M. Moisy, 1995. Complexity of Intracontinental seismic faultings: the Gazli, Uzbekistan sequence. Bull. Seism. Soc. Am. (submitted),

Bott, M. H. P., 1959. The mechanics of oblique slip faulting. Geol. Mag., XCVI: 11-117.

Boulin, J., 1991. Structures in Southwest Asia and evolution of the Eastern Tethys. Tectonophysics, 196: 211-268.

Bowers, D. et R. G. Pearce, 1995. Double-couple moment tensors for the 1976 Gazli aftershock earthquake sequence. Tectonophysics, 284: 193-206.

Bowman, J. R., 1988. Constraints on locations of large intraplate earthquakes in the northern territory, Australia from observations at the warramunga seismic array. Geophys. Res. Lett., 15: 1475-1478.

Bowman, J. R., 1991. Geodetic evidence for conjugate faulting during the 1988 Tennant Creek, Australia earthquake sequence. Geophys. J. Int., 107: 45-56.

Bowman, J. R., G. Gibson et T. Jones, 1990. Aftershocks of the 1988 January 22 Tennant Creek, Australia intraplate earthquakes: evidence for a complex thrust-fault geometry. 100: 87-97.

Briole, P., G. De Natale, R. Gaulon, P. F. et R. Scarpa, 1986. Inversion of geodetic data and seismicity associated with the Friuli earthquake sequence (1976-1977). Ann. Geophys., 4: 481-492.

Bruhn, R. L., W. A. Yonkee et W. T. Parry, 1990. Structural and fluid-chemical properties of seismogenic normal faults. Tectonophysics, 175: 139-157.

Burridge, R. et L. Knoppof, 1964. Body force equivalents for seismic dislocations. Bull. Seism. Soc. Am., 54: 1875-1888.

Byerlee, J. D., 1978. Friction of rocks. Pure appl. Geophys., 116: 615-626.

Châtelain, J.-L. (1978). Etude fine de la sismicité en zone de collision continentale au moyen d'un réseau de stations portables: la région Hindu-Kush Pamir. Université Scientifique Technologique et Médicale de Grenoble.

Châtelain, J.-L., S. W. Roecker, D. Hatzfeld et P. Molnar, 1980. Microearthquake seismicity and fault-plane solutions in the Hindu Kush region and their tectonic implications. 85: 1365-1387.

Chiu, J. M., A. C. Johnston et Y. T. Yang, 1992. Imaging the active faults of the central New Madrid seismic zone using Panda array data. Seism. Res. Letters, 63: 375-393.

Choy, G. L. et J. R. Bowman, 1990. Rupture process of a multiple sequence: analysis of teleseismic, local, and field observations of the Tennant Creek, Australia, earthquakes of January 22, 1988. 95: 6867-6882.

Clouser, R. H. et C. A. Langston, 1991. Qp-Qs relations in a sedimentary basin using converted phases. Bull. Seism. Soc. Am., 81: 733-750.

Cobbold, P. R. et P. Davy, 1988. Indentation tectonics in nature and experiment. 2. Central Asia. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, N.S., 14: 143-162.

Crook, C. N., 1984. Geodetic measurement of the horizontal crustal deformation associated with the October 15, 1975 Imperial Valley (California) earthquake. PhD thesis, University of London,

Crosson, R. S., M. Martini, R. Scarpa et S. C. Key, 1986. The southern Italy earthquake of 23 November 1980: an unusual pattern of faulting. Bull. Seism. Soc. Am., 76: 381-394.

Dalmayrac, B. et P. Molnar, 1981. Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress. Earth Planet. Sci. Lett., 55: 473-481.

Das, S. et C. H. Scholz, 1981. Off-fault aftershock clusters caused by shear stress increase? Bull. Seism. Soc. Am., 71: 1669-1675.

Davy, P. et P. R. Cobbold, 1988. Indentation tectonics in nature and experiment. 1. Experiments scaled for gravity. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala N.S., 14: 129-141.

Davydova, N. I., Y. F. Ivanstov, B. B. Tal-Virskii, A. N. Fursov et Yaroshevskaya, 1975. Properties of the deep seated seismic boundaries in western Usbekistan. Seismic properties of the Mohorovicic discontinuity. Jerusalem, Israel.

DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus et S. Stein, 1990. Current plate motions. Geophys. J. Int., 101: 425-478.

Dewey, J. F., S. Cande et W. C. Pitman, 1989. Tectonic evolution of the India-Eurasia collision zone. Eclogae Geol. Helv., 82: 717-734.

- Dziewonski, A. M. et J. H. Woodhouse, 1983. An experiment in systematic study of global seismicity: Centroid-moment tensor solutions for 201 moderate to large earthquakes of 1981. *J. Geophys. Res.*, 88: 3247-3271.
- England, P. et P. Molnar, 1990. Right lateral shear and rotation as an explanation for strike-slip faulting in Eastern Tibet. *Nature*, 344: 140-142.
- England, P. C. et G. A. Houseman, 1986. Finite strain calculations of continental deformation 2. Comparaison with the India-Asia collision. *J. Geophys. Res.*, 91: 3664-3676.
- Eyidogan, H., J. Nabelek et M. N. Toksoz, 1985. The Gazli, USSR, 19 march 1984 earthquake: the mechanism and tectonic implications. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75: 661-675.
- Fehler, M., L. House et H. Kaieda, 1987. Determining planes along which earthquakes occur: Method and application to earthquakes accompanying hydraulic fracturing. *J. Geophys. Res.*, 92: 9407-9414.
- Flyonova, M. G., V. G. Ivanova, V. Krivoshiev et N. P. Tshenukhalina, 1988. Study of the relation of the seismic regime with the work regime of the Gazli gas field. Complex researches on the focal zones of the 1976 and 1984 Gazli earthquakes (in Russian) Ed. L. M. Plotnikova. Tashkent,
- Fréchet, J. et J.-P. Glot, 1986. HYPREF, Version de HYPO71 modifiée. Documentation interne LGIT,
- Fréchet, J. et F. Thouvenot, 1993. Bibliothèque SISMALP (Version 14.01). Rapport LGIT, Université Joseph Fourier,
- Gephart, J. W., 1990. Stress and the direction of slip on fault planes. *Tectonics*, 9:
- Gephart, J. W. et D. W. Forsyth, 1984. 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.
- Gomberg, J. S., 1992. Tectonic deformation in the New Madrid seismic zone: inferences from boundary element modeling. *Seism. Res. Letters*, 63: 407-425.
- Gomberg, J. S., K. M. Shedlock et S. W. Roecker, 1990. The effect of S-wave arrival times on the accuracy of hypocenter estimation. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80: 1605-1628.
- Grasso, J. R. et G. Wittlinger, 1990. Ten years of seismic monitoring over a gas field. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80: 450-473.
- Grasso, J.-R., 1992. Mechanics of seismic instabilities induced by the recovery of hydrocarbons. *Pageoph*, 139: 507-534.
- Grasso, J. R., D. Fourmaintraux et V. Maury, 1992a. Le rôle des fluides dans les mécanismes d'instabilités de la croûte supérieure: L'exemple des exploitations d'hydrocarbures. *Bull. Soc. géol. France*, 163: 27-36.
- Grasso, J. R., D. Fourmaintraux et V. Maury, 1992b. Le rôle des fluides dans les mécanismes d'instabilités de la croûte supérieure: L'exemple des exploitations d'hydrocarbures. *Bull. Soc. géol. France*, 163: 27-36.
- Grasso, J. R., 1993. Fluides et instabilités sismiques: implications pour le comportement mécanique de la croûte supérieure. Thèse d'Etat. Université Joseph Fourier.
- Gupta, H. K. et B. K. Rastogi, 1976. Dams and earthquakes. Amsterdam, Elsevier.
- Gutenberg, B. et C. F. Richter, 1949. Seismicity of the Earth. Princeton Univ. Press.
- Guyoton, F., J.-R. Grasso et P. Volant, 1992. Interrelation between induced seismic instabilities and complex geological structure. *Geophys. Res. Lett.*, 19: 705-708.
- Harris, R. A. et R. W. Simpson (1992). Changes in static stress on southern California faults after the 1992 Landers earthquake. *Nature*. 360: 251-254.
- Harris, R. A., R. W. Simpson et P. A. Reasenber (1995). Influence of static stress changes on earthquake locations in southern California. *Nature*. 375: 221-224.
- Hartzell, S., 1980. Faulting process of the may 17, 1976 Gazli, USSR earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70: 1715-1736.
- Healy, J. H., W. W. Rubey, D. T. Griggs et C. B. Raleigh, 1968. The Denver earthquakes. *Science*, 161: 1301-1310.
- Heuckroth, L. E. et R. A. Karim, 1973. Afghan seismotectonics. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 274: 389-395.
- Iabukov, D. K., 1986. Studies of the residual deformations (in Russian). The 1976 and 1984 Gazli earthquakes Eds. I. V. Shebalin, R. I. Ibraghimov and Y. K. Tshernov. Tashkent, FAN. 110-117.
- Iakovleva, I. B. et V. I. Iakovlev, 1979. Sismicité du Kyzylkum et idées sur la formation des régions sismiques des séismes de Gazli de 1976 (in Russian). Etudes sismologiques en Ousbekistan Ed. Fan. Tashkent, Académie des Sciences d'Ousbekistan. 240.
- Iakovleva, I. B., V. N. Iakovlev, H. A. Atabaev et M. N. Atabaeva, 1984. Sismicité et régime sismique du Kyzil Koum. The 1976 Gazli earthquakes Ed. Nauka. Moscou,
- Jackson, J., J. Haines et W. Holt, 1995. The accomodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran. *J. Geophys. Res.*, 100: 15205-15219.
- Jackson, J. et D. McKenzie, 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between Turkey and Pakistan. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 77: 185-264.
- James, D. E., I. S. Sacks, E. L. Lazo et P. G. Aparicio, 1969. On locating local earthquakes using small networks. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59: 1201-1212.

Julien, P. et F. H. Cornet, 1987. Stress determination from aftershocks of the Campania-Lucania earthquake of november 23, 1980. *Ann. Geophys.*, 5B: 289-300.

Kanamori, H. et C. R. Allen, 1986. Earthquake repeat time and average stress drop. *Earthquake source mechanics* Eds. S. Das, J. Boatwright and C. H. Scolz. Washington, D.C., American Geophysical Union. 227-235.

Kanamori, H. et D. L. Anderson, 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65: 1073-1095.

King, G. C. P., R. S. Stein et J. Lin, 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84: 935-953.

Knopoff, L., 1964. Earth tides as a triggering mechanism for earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54: 1865-1870.

Kondorskoya, N. V. et N. V. Shebalin, 1977. New catalogue of strong earthquakes in the territories of the USSR from ancient times up to 1975. Nauka, Moscow,

Kossarev, G. L., E. Z. Rizaev et K. Sudo, 1986. Determination of seismic focal parameters from observations of the surface residual displacements. Optimal model of the 1976 Gazli earthquakes foci (in Russian). *USSR Sciences Academy Proceedings*, 288: 842-846.

Krestnikov, V. N., T. P. Belousov et D. V. Shtange, 1980. Seismotectonics conditions of the occurrence of the Gazli earthquakes of 1976. 16: 648-660.

Kristy, M. J., L. J. Burdick et D. W. Simpson, 1980. The focal mechanisms of the Gazli, USSR, earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70: 1737-1750.

Lay, T. et E. Okal, 1983. The Gilbert Islands (Republic of Kiribati) earthquake swarm of 1981-1983. *Phys. Earth Planet. Int.*, 33: 284-303.

Le Pichon, X., M. Fournier et L. Jolivet, 1992. Kinematics, topography, shortening and extrusion in the India-Asia collision. *Tectonics*, 11: 1085-1098.

Lee, W. H. K., M. S. Eaton et E. E. Brabb, 1971. The earthquake sequence near Danville, California, 1970. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 61: 1771-1794.

Lee, W. H. K. et J. E. Lahr, 1975. HYPO71 a computer program for determining hypocenter magnitud and first motion pattern of local earthquakes. U.S.G.S. Open File Report: 75-331.

Lin, J. et D. R. Watts, 1988. Paleomagnetic constraints on Himalayan Tibetan tectonic evolution. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, A326: 177-188.

Lockner, D., 1993. The role of acoustic emission in the study of rock fracture. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 30: 883-899.

Lockner, D. A. et J. D. Byerlee, 1993. How geometrical constraints contribute to the weakness of mature faults. *Nature*, 363: 250-252.

Lutz, T., 1986. An analysis of the orientations of large-scale crustal structures : A statistical method approach based on areal ditributions of point-like features. *J. Geophys. Res.*, 91: 421-434.

Machette, M. et A. Crone, 1993. Geologic investigations of Australian earthquakes: paleoseismicity and the recurrence of surface faulting in the stable regions of continents. *Earthquakes and Volcanoes*, 24: 74-85.

Madariaga, R. et G. Perrier, 1991. *Les tremblements de Terre*. Presse du CNRS

Marshall, G. A., R. S. Stein et W. Thatcher, 1991. Faulting geometry and slip from co-seismic elevation changes: the 18 october 1989, Loma Prieta, California, earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81: 1660-1693.

Martinod, J., P. Molnar et J. Taverna, 1995 (sous presse). Lithospheric folding in the Indian Ocean and the rheology of the oceanic plate. *Bull. Soc. géol. France*, 166:

McGarr, A. et N. C. Gay, 1978. State of stress in the Earth's crust. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 6: 405-436.

McGarr, A., 1984. Scaling of ground motion parameters, state of stress, and focal depth. *J. Geophys. Res.*, 89: 6969-6979.

McGarr, A., 1991. On a possible connection between three major earthquakes in California and oil production. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81: 948-970.

McKenzie, 1969. The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59: 591-601.

McKenzie, D. P. et J. G. Sclater, 1971. The evolution of Indian Ocean since the late Cretaceous. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 24: 437-528.

Medvedev, S. V., 1968. *Seismic zoning of the USSR*. Nauka, Moscow,

Michael, A. J., 1987a. Use of focal mechanisms to determine stress: a control study. *J. Geophys. Res.*, 92: 357-368.

Michael, A. J., 1987b. Stress rotation during the Coalinga aftershock sequence. *J. Geophys. Res.*, 92: 7963-7979.

Michelini, A. et B. A. Bolt, 1986. Application of the principal parameters method to the 1983 Coalinga, California, aftershock sequence. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76: 409-420.

Mogi, 1992. Some regularities of seismicity patterns: a review. *Continental earthquakes*. Beijing, Seismological press. 576.

Mogi, K., 1962. Study of elastic shocks caused by fracture of heterogeneous materials and its relations to earthquake phenomena. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 36: 99-134.

Molnar, P. et P. Tapponnier, 1975. Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision. *Science*, 189: 419-426.

Nabelek, J., W.-P. Chen et H. Yz, 1987. The Tangshan earthquake sequence and its implications for the evolution of the North China basin. *J. Geophys. Res.*, 92: 12615-12628.

Nicholson, C. et D. W. Simpson, 1985. Changes in V_p/V_s with depth: implications for appropriate velocity models, improved earthquake locations, and material properties of the upper crust. 75: 1105-1123.

Odin, G. S. et C. Odin, 1990. Echelle numérique des temps géologiques. *Géochronique*, 35:

Okada, Y., 1985. Surface deformation due to a shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75: 1135-1154.

Oppenheimer, D. H., P. A. Reasenberget R. W. Simpson, 1988. Fault plane solutions for the 1984 Morgan Hill, California, earthquake sequence: evidence for the state of stress on the Caladegas fault. *J. Geophys. Res.*, 93: 9007-9026.

Oulomova, I. V., R. P. Fadina et T. Merkoulouva, 1979. Study of foreshocks and aftershocks of the Gazli sequence (in Russian). *Etudes sismologiques en Ousbekistan* Ed. Fan. Tashkent, Académie des Sciences d'Ousbekistan. 240.

Peltzer, G. et P. Tapponnier, 1988. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts and basins during the India-Asia collision: an experimental approach. *J. Geophys. Res.*, 93: 15085-15117.

Pingue, F. et G. De Natale, 1993. Fault mechanism of the 40 second subevent Irpinia (southern Italy) earthquake from levelling data. *Geophys. Res. Lett.*, 20: 911-914.

Piskulin, V. A., 1978. Geodetical data on Earth's surface deformation in the Gazli region (in Russian). *Geodesy and cartography*, 3:

Piskulin, V. A. et A. P. Raïzman, 1986. Study of the Earth's surface deformation in the epicentral zone of the march 19, 1984 earthquake from geodetic methods (in Russian). *The 1976 and 1984 Gazli earthquakes* Eds. I. V. Shebalin, R. I. Ibraghimov and Y. K. Tshernov. Tashkent, FAN. 117-123.

Pletnev, K. G., N. V. Shebalin et V. V. Shteinberg, 1977. Strong-motion records from the May 1976 Gazli, USSR, earthquakes. *Circular. 762A, U.S. Geol. Surv.*: 3-5.

Plotnikova, L. M., M. G. Flyonova et V. I. Machmudova (1989). Induced seismicity in the Gazli gas field region. *Proc. XXV IASPEI general assembly, Istanbul*,

Plotnikova, L. M. et I. R. Karelina, 1981. Focal dynamical parameters and spectral composition of the Tavaksai earthquake (in Russian). *The 1977 Isfara-Batken and Tavaksai earthquakes* Ed. FAN. Tashkent, 119-128.

Poupinet, G., M. Pasquier, M. Vadell et L. Martel, 1989. A seismological platform transmitting via meteosat. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79: 1651-1661.

Raïzman, A. P., 1993. Study of the vertical and horizontal surface deformations associated with the working of oil and gas deposits (in Russian). *Univ. of Tashkent*, 81.

Ratdomopurbo, A. et P. G., 1995. Monitoring a temporal change of seismic velocity in a volcano: application to the 1992 eruption of Mt. Merapi (Indonesia). *Geophys. Res. Lett.*, 22: 775-778.

Reasenberget P. A. et D. Oppenheimer (1985). FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. *U.S. Geological Survey. Open File Report: 85-739*

Richter, C. F., 1958. *Elementary seismology*. San Francisco, Freeman.

Risnichenko, Y. N., A. I. Zakharova et S. S. Seiduzova, 1971. Seismicity of Uzbekistan (in Russian). *The April 26, 1966 Tashkent earthquake* Ed. FAN. Tashkent,

Ritz, J.-F. (1991). Evolution du champ de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'Oligocène. *Implications sismotectoniques*. Université Joseph Fourier.

Rivera, L. et A. Cisternas, 1990. Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80: 600-614.

Rivera, L. A. (1989). 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). *Université Louis-Pasteur de Strasbourg*.

Sborshchikov, I. M., L. A. Savostin et L. P. Zonenshain, 1981. Present plate tectonics between Turkey and Tibet. *Tectonophysics*, 79: 45-73.

Scholz, C. H., 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58: 399-415.

Scholz, C. H., 1990. *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University press.

Schweig, E. S. et M. A. Ellis (1994). Reconciling short recurrence intervals with minor deformation in the New Madrid Seismic zone. *Science*. 264: 1308-1311.

Scott, D. R. et H. Kanamori, 1985. On the consistency of moment tensor source mechanisms with first-motion data. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 37: 97-107.

Segall, P., 1985. Stress and subsidence resulting from subsurface fluid withdrawal in the epicentral region of the 1983 Coalinga earthquake. *J. Geophys. Res.*, 90:

Segall, P., 1989. Earthquakes triggered by fluid extraction. *Geology*, 17: 942-946.

Shebalin, N. V., 1986. Characteristics of the 1976 and 1984 Gazli earthquakes triple focus (in Russian). *The Gazli earthquakes of 1976 and 1984* Eds. I. V. Shebalin, R. I. Ibraghimov and Y. K. Tshernov. Tashkent, FAN. 105-109.

Shteynberg, V. V., T. G. Ivanova et V. M. Grayzer, 1980. The earthquake in Gazli on May 17, 1976. *Izvestiya, Earth Physics*, 16: 159-167.

Sibson, R. H., 1985. A note on fault reactivation. *J. Struct. Geol.*, 7: 751-754.

Sibson, R. H., 1989. High-angle faulting in northern New Brunswick, Canada, and its implications for fluid pressure levels. *J. Struct. Geol.* 11 (7): 873-877

Sibson, R. H., 1990. Rupture nucleation on unfavorably oriented faults. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80: 1580-1604.

Sibson, R. H., 1994. An assessment of field evidence for 'Byerlee' friction. *Pageoph*, 142: 645-662.

Sileny, J., A. R. Ritsema, I. Csikos et J. Kosak, 1986. Do some shallow earthquakes have a tensile component? *Pure app. Geophys.*, 124: 825-840.

Simpson, D. W. et W. Leith, 1985. The 1976 and 1984 Gazli, USSR, earthquakes_ Were they induced? *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75: 1465-1468.

Simpson, D. W., 1986. Triggered earthquakes. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Eds. Wetherill and A. Stehli.* 21-42.

Simpson, D. W., W. S. Leith et C. H. Scholz, 1988. Two types of reservoir-induced seismicity. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78: 2025-2040.

Sipkin, S. A., 1986. Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: Global seismicity change, 1981-1983. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76: 1515-1541.

Sornette, A., P. Davy et D. Sornette, 1993. Fault growth in brittle-ductile experiments and the mechanics of continental collisions. *J. Geophys. Res.*, 98: 12111-12139.

Tal-Virskiy, B. B., I. A. Khudayberganov et B. I. Pivovarov, 1984. Géomorphologie et Néotectonique de la zone épiscopale des séismes de Gazli (en Russe). The 1976 Gazli earthquakes Ed. Nauka. Moscou, 137-148.

Talwani, P. et S. Acree, 1984. Pore pressure diffusion and the mechanisms of reservoir induced seismicity. *Pageoph*, 122: 947-965.

Tapponnier, P., M. Mattauer, F. Proust et C. Cassaigneau, 1981. Mesozoic ophiolites, sutures, and large scale tectonic movements in Afghanistan. *Earth planet. Sci. Lett.*, 52: 355-371.

Tapponnier, P. et P. Molnar, 1976. Slip-line field theory and large scale continental tectonics. *Nature*, 264: 319-324.

Tarantola, A. et B. Valette, 1982. Generalized nonlinear inverse problems solved using the least square criterion. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20: 219-232.

Thomas, J. C., 1994. Cinématique Tertiaire et rotations de blocs dans l'Ouest de l'Asie Centrale, Etude structurale et paléomagnétique. *Mém. Géosc.*, 59: 320.

Thomas, J. C., P. R. Cobbold, V. S. Shein et S. Le Douaran, 1995. Late Paleozoic to recent development of sedimentary basins on the Turan and South Kazakh plateforms, Cenral Asia. The 1995 AAPG International conference and Exhibition, Nice: 62A.

Thomas, J. C., D. Gapais, P. R. Cobbold et V. S. Burtman, Eds. (1994). Tertiary kinematics of the Tadjik depression inferred from fault and fold pattern. *Geodynamic evolution of sedimentary basins.* Paris,

Uhrhammer, R. A., 1980. Analysis of small seismographic station network. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70: 1369-1379.

Ulomov, V. I., 1979. Crustal dynamic and seismic zoning of the Western Usbekistan territory (in Russian). *Seismological research in Usbekistan*, Ed. FAN. Tashkent, 3-17.

Urbancic, T. I., C. I. Trifu et R. P. Young, 1993. Microseismicity derived fault-planes and their relationship to focal mechanism, stress inversion, and geologic data. *Geophys. Res. Lett.*, 20: 2475-2478.

Vilotte, J. P., M. Daignieres et R. Madariaga, 1982. Numerical modeling of intraplate deformation: simple mechanical models of continental collision. *J. Geophys. Res.*, 87: 10709-10728.

Wetmiller, R. J., J. Adams, F. M. Anglin, H. S. Hasegawa et A. E. Stevens, 1984. Aftershock sequence of the 1982 Mirachi, New Brunswick, earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74: 621-653.

Working group on californian earthquake probabilities, 1995. Seismic hazards in southern California: probable earthquakes, 1994 to 2024. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85: 379-439.

Xu, Z. et S. Wang, 1986. A possible change in stress field orientation due to the 1976 Tangshal earthquake. *Pageoph*, 124: 941-955.

Zoback, M. D. (1993a). Wellbore breakouts and in situ stress. The 34th U.S. symposium on rock mechanics, Madison-Wisconsin,

Zoback, M. D. (1993b). In situ stress measurement and geologic processes. The 34th U.S. symposium on rock mechanics, University of Wisconsin-Madison,

Zoback, M. D., R. Apel et J. Baumgärtner, 1993. Upper-crustal strength inferred from stress measurements to 6 km depth in the KTB borehole. *Nature*, 365: 633-635.

Zoback, M. D. et J. H. Healy, 1984. Friction, faulting, and "in situ" stress. *Annls. Geophys.*, 2: 689-698.

Zoback, M. D. et J. H. Healy, 1992. In situ stress measurements to 3.5 km depth in the Cajon Pass scientific research borehole: implications for the mechanics of crustal faulting. 97: 5039-5057.

Zoback, M. L., 1992a. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The world stress map project. 97: 11703-11728.

Zoback, M. L., 1992b. Stress field constraints on intraplate seismicity in Eastern North America. J. Geophys. Res., 97: 11761-11782.

Zonenshain, L. P., M. I. Kuzmin et L. M. Natapov, 1990. Geology of the USSR: A plate-tectonic synthesis. Geodynamics Series 21 Washington, D. C.

Zunnonov, F. K., M. A. Akhmedzhanov, O. M. Borisov et T. Ergeshev, 1974. Geological and geophysical model of the crust in the western Uzbekistan. Geotectonics, 1: 28-34.

THESE DE DOCTORAT de
L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER-GRENOBLE I

Titre de l'ouvrage :

ETUDE DE LA SISMICITE INTRAPLAQUE DE LA
REGION DE GAZLI (OUBÉKISTAN)
ET
LOCALISATION DE LA DEFORMATION
SISMIQUE

Nom de l'auteur :

Rémy BOSSU

Etablissement :

Observatoire de Grenoble
Laboratoire de Géophysique Interne et
Tectonophysique

RESUME

Entre 1976 et 1984, trois séismes de magnitude 7 ont affecté la région intraplaque de Gazli (Ouzbékistan), région de 50x70 km² auparavant qualifiée de peu sismique. La présence d'un important champ de gaz à proximité immédiate des épicentres suggère la possibilité d'une relation entre l'exploitation d'hydrocarbures et l'occurrence de cette séquence sismique.

Trois approches différentes, approches sismologique, tectonique et mécanique furent nécessaires pour contraindre le modèle proposé. D'après ce dernier, l'activité sismique majeure de la région de Gazli est due à la propagation, à l'Ouest du Pamir, de la déformation engendrée par la collision Inde-Asie. Le confinement à l'Ouest du Pamir impose que les mouvements décrochants dextres initiés aux abords du poinçon soient absorbés rapidement sur la plateforme par des structures compressives. L'existence de cette structure d'orientation NE-SW est confirmée par l'analyse de photos satellites et par la présence, à l'Ouest de la zone épiscopale, d'un bassin compressif post-Oligocène.

Quelque soit la magnitude des séismes considérés, des événements de $M_L \leq 3.2$ enregistrés en 1991 aux chocs principaux de $M_S = 7.0$, la sismicité de Gazli se caractérise par une grande variabilité de solutions focales. Pourtant, diverses inversions de contraintes démontrent qu'un état des contraintes unique, lui-même gouverné par la tectonique régionale, peut expliquer ces diverses solutions focales. Pour une structure tectonique donnée, nous proposons que la complexité de localisation de la déformation sismique, déjà observée dans plusieurs zones intraplaques, soit une conséquence du faible déplacement accommodé par cette structure. Nous parlerons alors de structure immature, à opposer à une structure mature elle-même caractérisée par la présence de failles bien développées. Ce concept a de nombreuses implications, notamment en risque sismique. C'est pourquoi nous proposons une méthode statistique permettant de quantifier la «maturité» d'une structure à partir de quelques dizaines de solutions focales.

MOTS CLES

Asie du Sud-Ouest; Gazli; Sismicité intraplaque; Sismicité déclenchée; Contraintes dans la croûte; Localisation de la déformation sismique; Structure mature et immature.