



HAL
open science

Contribution à l'étude sismotectonique de la Syrie (Alghab)

Anis Matar

► **To cite this version:**

Anis Matar. Contribution à l'étude sismotectonique de la Syrie (Alghab). Tectonique. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1990. Français. NNT: . tel-00688876

HAL Id: tel-00688876

<https://theses.hal.science/tel-00688876>

Submitted on 18 Apr 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.

THESE

PRESENTEE PAR

MATAR ANIS

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR
DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I
(SPECIALITE SCIENCES DE LA TERRE)

SUJET

**CONTRIBUTION A L'ETUDE SISMOTECTONIQUE
DE LA SYRIE (ALGHAB)**

SOUTENUE LE 4 DECEMBRE 1990 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

MM. P. VIALON	Professeur U.J.F. Grenoble	Président
R. CAMPREDON	Maitre de Conférence Nice - Sophia	Examineur
D. HATZFELD	Dir. de rech. U.J.F. Grenoble	Rapporteur
N. LYBERIS	Maitre de Conférence Paris VI	Rapporteur
G. MASCLE	Professeur U.J.F. Grenoble	Directeur
J.L. MUGNIER	Char. de rech. U.J.F. Grenoble	Examineur

THESE PREPAREE AU SEIN DU LABORATOIRE DE GEOLOGIE ALPINE

THESE

PRESENTEE PAR

MATAR ANIS

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR

DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

(SPECIALITE SCIENCES DE LA TERRE)

SUJET


**CONTRIBUTION A L'ETUDE SISMOTECTONIQUE
DE LA SYRIE (ALGHAB)**

SOUTENUE LE 4 DECEMBRE 1990 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

MM. P. VIALON	Professeur U.J.F. Grenoble	Président
R. CAMPREDON	Maitre de Conférence Nice - Sophia	Examineur
D. HATZFELD	Dir. de rech. U.J.F. Grenoble	Rapporteur
N. LYBERIS	Maître de Conférence Paris VI	Rapporteur
G. MASCLE	Professeur U.J.F. Grenoble	Directeur
J.L. MUGNIER	Char. de rech. U.J.F. Grenoble	Examineur

THESE PREPAREE AU SEIN DU LABORATOIRE DE GEOLOGIE ALPINE

*A Monsieur le
professeur A. Pechen
avec grand plaisir
ANIS MATAR
Grenoble le 06.01.92*



Je dédie ce travail

à ma femme,

pour sa patience, sa compréhension et son aide. Son nom devrait aussi apparaître sur la couverture de ce mémoire;

à mes enfants,

à mes parents

à la Syrie

AVANT - PROPOS

Dans tout ce travail, il faut reconnaître le fruit d'une élaboration personnelle mais aussi collective, et c'est à ce titre qu'au terme de cette étude j'adresse ma profonde reconnaissance à tous ceux qui m'ont aidé et encouragé.

C'est donc avec un grand plaisir que j'exprime au **Professeur G. MASCLE**, qui a bien voulu m'accueillir dans son laboratoire, ma profonde gratitude pour m'avoir guidé au cours de ces années. Sa disponibilité malgré ses nombreuses charges, ses conseils judicieux ont rendu mes études passionnantes. Avec lui, ce travail est devenu un plaisir et je ne l'oublierai jamais.

Je tiens à remercier **Dr. A. BJLAL** de l'Université de Damas qui est l'origine du sujet de cette thèse. Ses encouragements et son soutien m'ont été très bénéfiques.

Je suis particulièrement reconnaissant au **Professeur CLERMONTÉ** de l'Université de Nancy pour m'avoir présenté au **Professeur G. MASCLE**, ainsi que pour son soutien moral tout au long de ce travail.

Mes remerciements vont également à **Monsieur le Professeur P. VJALON** qui m'a enseigné la structure des Alpes et m'a fait l'honneur de présider mon Jury.

J'adresse de même mes remerciements au **Dr. HATZFELD** pour s'être intéressé à ce travail et pour m'avoir conseillé en sismologie. Je le remercie d'avoir bien voulu assumer le rôle de rapporteur.

Je n'oublierai pas **M.N. LYBERIS**, auteur de plusieurs articles qui m'ont servi de références. Il s'est intéressé à mon travail et a accepté d'être l'un des rapporteurs de ma thèse. J'ai apprécié les conseils et remarques constructives. Sa présence dans le Jury m'a été particulièrement agréable et je l'en remercie.

Je dois également une grande reconnaissance à *Jean-Louis MIGNIER* pour son aide et sa précieuse collaboration. Je le remercie d'avoir mis à ma disposition ses programmes de calculs et son matériel et pour m'avoir initié à la technique des coupes équilibrées. Ses conseils, nos discussions m'ont été d'un grand secours.

Je remercie également *R. CAMPREDON* pour m'avoir honoré en acceptant de juger ce travail. Ainsi que *M. VILLEMJN* qui m'a permis d'utiliser son micro-ordinateur.

J. MACAUDJERE et *F. ALBAREDE* de l'I.N.P.L. à Nancy et *A. PECHER* de l'Université Joseph Fourier qui m'ont formé au D.E.A.

Je tiens également à remercier ma reconnaissance au *Dr. K. SHARAF*, Ministre de l'Enseignement Supérieur pour son soutien, l'aide morale et l'amitié qu'il m'a accordées.

J'adresse mes plus vifs remerciements au *Dr. HOURJE*, Président de l'Université d'Alep, car sans son soutien administratif cette thèse ne se serait jamais réalisée.

Je remercie sincèrement le *Dr. F. SHOKER*, Professeur à l'Université de Damas. L'intérêt qu'il a montré à mon travail, ses encouragements et son soutien moral m'ont été précieux.

Cette étude a été rendue possible grâce aux nombreuses données dont j'ai disposé grâce à toutes les personnes qui ont participé à leur collecte en Syrie. *DAMEN AL SAAD* "Syrian Petroleum Company". *K. AL MALEH*, *M. MOUTY* et *K. AL HAKJM* "C.E.A. SYRIE", *J. JARMAGANI* "The General Establishment of Geology and Mineral Resources".

Je ne saurais oublier *Thierry GRAND*, *Thierry DUMONT* et *Martine ARGOT* de l'Institut Dolomieu pour leur contribution à ce travail.

Je pense aussi à mes collègues de 3ème cycle qui par leur appui et leur amitié ont contribué à l'aboutissement de ce travail, *Guy*, *Rachid*, *Jamal*, *Henri*, *Pascal*, *Lidia*. Merci.

Je remercie également *Mme N. REVOL* pour la dactylographie de ce mémoire, sa patience, et l'élégance de son travail qui a toujours été fait avec le sourire.

Les recherches bibliographiques ont été facilitées par l'obligeance des bibliothécaires *Mmes. COUTURJER* et *TALOUR*, de l'Institut Dolomieu. Qu'elles trouvent ici l'expression de ma gratitude.

Pour finir je remercie tout le personnel de l'Institut Dolomieu pour la bonne ambiance dans laquelle j'ai pu travailler.

CONTRIBUTION A L'ETUDE SISMOTECTONIQUE DE LA SYRIE

(ALGHAB)

1 1- INTRODUCTION.....	11
1.2- Présentation géographique.....	12
1.3- Le Fossé d'ALGHAB.....	12
2- TECTONIQUE DE PLAQUE ET CADRE GEODYNAMIQUE.....	15
2.1- La plaque arabe.....	15
2.2- La faille Est-Anatolienne.....	24
2.3- La faille Nord-Anatolienne.....	24
2.4- La zone de Bitlis.....	27
2.5- La chaîne de Zagros.....	29
2.6- La Mer Rouge.....	29
2.6.1- Introduction.....	29
2.6.2- L'ouverture de la Mer Rouge.....	29
2.6.3- La Géologie de la Mer Rouge.....	31
2.6.4- L'évolution tectonique de la Mer Rouge.....	33
2.6.5- La relation entre le Golfe de Suez et la faille du Levant	40
3- LA FAILLE DU LEVANT.....	45
3.1- Introduction.....	45
3.2- Le segment méridional.....	45
3.2.1- Golfe d'Agaba.....	45
3.2.2- Wadi Araba.....	50
3.2.3- La Mer Morte.....	51
3.2.4- La vallée du Jourdain.....	56
3.3- Le segment septentrional.....	57
3.3.1- Introduction.....	58
3.3.2- La faille de Roum.....	59
3.3.3- La faille de Yamouné.....	60
3.3.3.1- Le système Liban-Bekaa-Anti Liban.....	61
3.3.3.2- Le massif de Homs - rift d'Al Ghab, Taurus.....	62
3.3.4- La chaîne des Palmyrides.....	64
3.3.4.1- Le tronçon méridional.....	64
3.3.4.2- Le tronçon septentrional.....	71

4- LE VOLCANISME.....	73
4.1- Le volcanisme miocène.....	75
4.2- Volcanisme plio-quaternaire.....	75
5- TECTONIKES ET MICROTECTONIKES.....	77
5.1- Coupes équilibrées.....	77
5.1.1- Définition.....	77
5.1.2- La construction.....	77
5.1.3- Les données.....	83
5.1.4- Interprétation.....	87
5.1.5- Estimation de raccourcissement.....	87
5.1.6- Evolution tectonique.....	93
5.1.6.1- Au Miocène.....	94
5.1.6.2- Au Plio-Quaternaire.....	94
5.1.7- Raccourcissement des Palmyrides.....	94
5.1.8- Conclusion	96
5.2- Méthode d'analyse des champs de fractures.....	96
5.2.1- Introduction.....	96
5.2.2- Choix de la station de mesures.....	96
5.2.3- Marqueurs de mouvements sur les plans de failles.....	99
5.2.4- Structures associées.....	102
5.2.4.1- Le système de Riedel.....	102
5.2.4.2- La fente de tension.....	103
5.2.4.3- Le stylolite.....	103
5.2.5- Méthodes des dièdres droits.....	104
5.2.6- La méthode du Calcul du tenseur moyen des contraintes.....	106
5.2.7- Géométrie des champs de failles.....	108
5.2.8- Les directions des déformations (extension,compression-décrochement).....	109
5.2.9 - Les états de contraintes calculés.....	109
5.2.9.1- Phase éocène.....	109
5.2.9.2- Phase mio-plio-quaternaire.....	114
5.2.10- Discussion.....	130
5.2.11- Conclusion	132

6 - SISMICITE HISTORIQUE.....	135
6.1- Introduction.....	135
6.1.1- Les sources de la sismicité historique.....	135
6.2- Les problèmes de la sismicité historique.....	136
6.3- Les types d'erreur.....	137
6.4- L'origine des erreurs.....	139
6.4.1- Erreur du type 1.....	139
6.4.2- Erreur du type 2.....	140
6.4.3- Erreur du type 3.....	141
6.5- Les références en sismicité historique.....	141
6.6- Remarques.....	143
6.7- Les tremblements de terre avant J.C.....	144
6.8- Eclaircissements sur certains évènements après J.C.....	145
6.9- Interprétations historiques.....	161
6.9.1- Interprétation dans la littérature.....	161
6.9.2- Un document historique.....	162
6.9.3- Interprétations religieuses.....	162
6.10- Le catalogue de la sismicité historique.....	164
6.11- Conclusion.....	177
7- SISMICITE INSTRUMENTALE.....	179
7.1- Evolution de la couverture en station sismologiques dans la zone du Levant.....	179
7.2- Source de données.....	183
7.3- La localisation des séismes.....	183
7.4- Distribution épacentrale des séismes.....	183
7.5- L'activité sismique en SYrie.....	185
7.5.1- La zone de faille du Levant.....	185
7.5.1.1- Domaine du Golfe d'Agaba.....	185
7.5.1.2- Domaine de Wadi Araba.....	185
7.5.1.3- Domaine de la Mer Morte.....	187
7.5.1.4- Domaine SW de la Syrie.....	187
7.5.1.5- Zone de Al Ghab.....	187
7.5.2- Zone N-NW de la Syrie.....	189
7.5.3- Chaîne des Palmyrides.....	189

7.6- Mécanisme au foyer.....	192
7.6.1- Introduction.....	192
7.6.2- Le mécanisme au foyer dans la zone du Levant.....	194
7.6.2.1- Le mécanisme focal du séisme de la basse Galilée..	194
7.6.2.2- Le mécanisme focal du séisme de la faille Yamouné..	196
7.6.3- Le mécanisme au foyer dans la zone Palmyrienne.....	196
7.7- Traitements des données.....	198
7.7.1- Profondeur des séismes.....	198
7.7.2- Histogramme de l'intensité et de la magnitude.....	198
7.8- Le séisme du 16 mars 1956.....	201
7.9- Le risque sismique.....	204
7.9.1- Taux de recurence.....	204
7.10- La prévision des séismes.....	207
7.11- Recommandations.....	209
CONCLUSION GENERALE	211
LISTE DES FIGURES.....	215
BIBLIOGRAPHIE.....	219
ANNEXES: Deux cartes sismotectoniques au 1/1000.000e.	

C H A P I T R E 1

=====

1.1- INTRODUCTION

La compilation des données relatives à la sismicité historique, ainsi que l'examen du contexte tectonique de la zone du levant, montrent bien que l'éventualité d'un tremblement de terre de magnitude comparable à celle du séisme d'Arménie de 7 Décembre 1988, magnitude 6.7, ne peut être totalement écartée et, comme dans le passé, une partie importante de la population de la côte de la Méditerranée serait alors menacée.

Ces éléments, parmi d'autres, justifient une approche qui se voudrait aussi pratique que réaliste, dans le traitement des problèmes liés aux risques sismiques. Ceux-ci ne cessent, en effet, d'augmenter avec le temps dans cette zone. Les principaux centres industriels et projets économiques, ainsi que les grandes concentrations urbaines semblent s'organiser principalement de part et d'autre de la faille transformante du Levant.

Notre étude vise à réunir, compiler, puis dans la mesure du possible, compléter les éléments permettant de se faire une idée globale et cohérente sur la sismicité et la sismotectonique de la Syrie, complétée par l'analyse de donnée microtectoniques dans le rift (fossé) d'Alghab en Syrie.

1.2- PRESENTATION GEOGRAPHIQUE

La Syrie est située au Nord-Ouest de la péninsule arabe (Fig.1.1). Elle est limitée:

- au Nord par la Turquie
- à l'Ouest par la mer Méditerranée, le Liban et la Palestine
- au Sud et à l'Est par la Jordanie et l'Irak.

1.3- LE FOSSE d'ALGHAB (fig.1.2) est la prolongation nord de la faille du Levant.

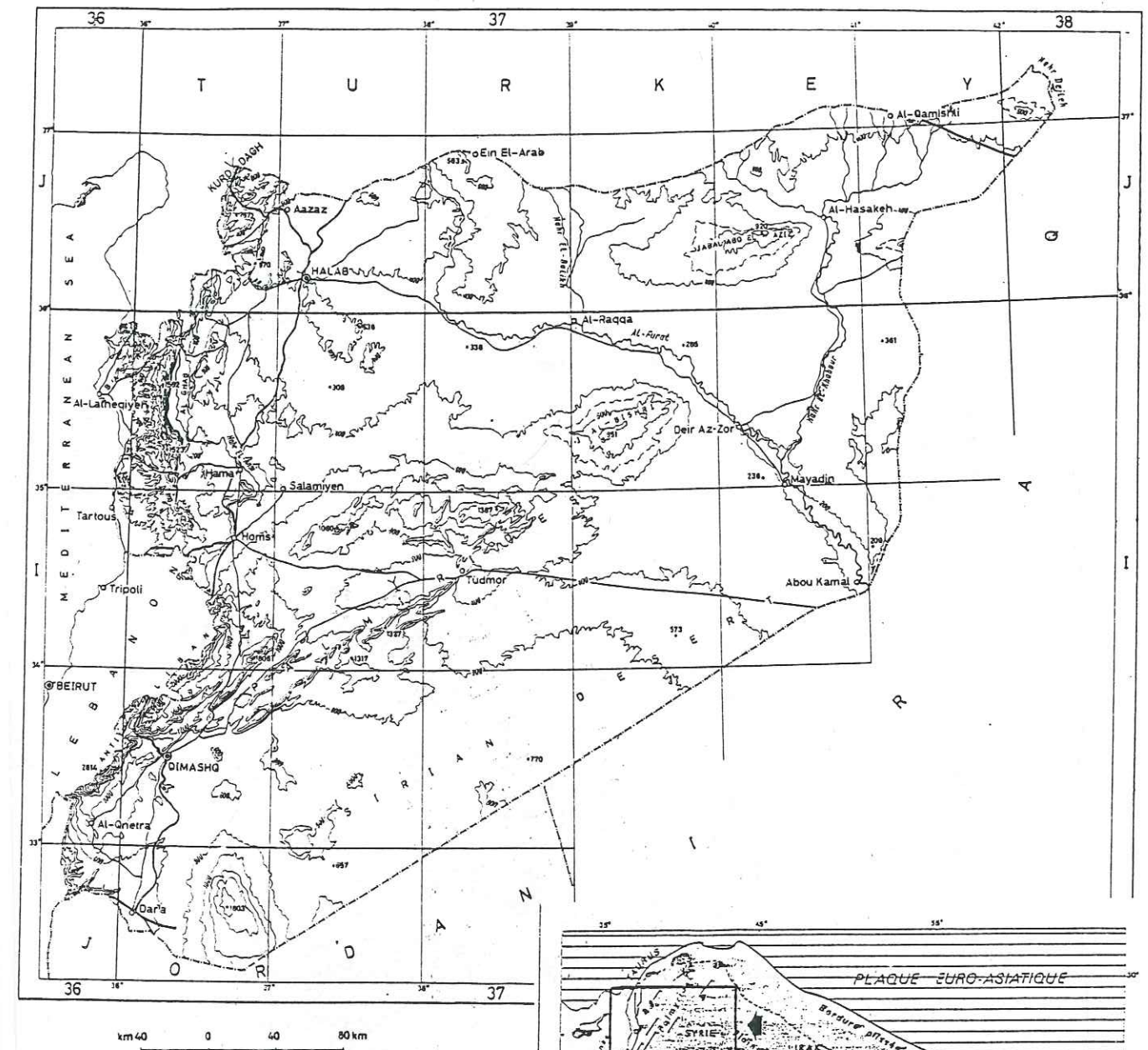
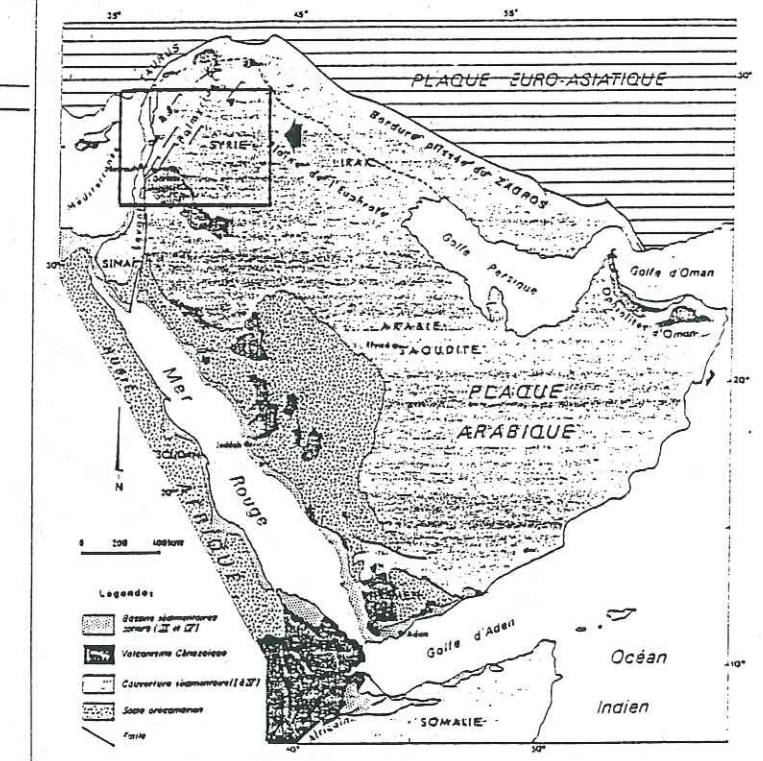


Fig. 1-1
Situation géographique de la Syrie



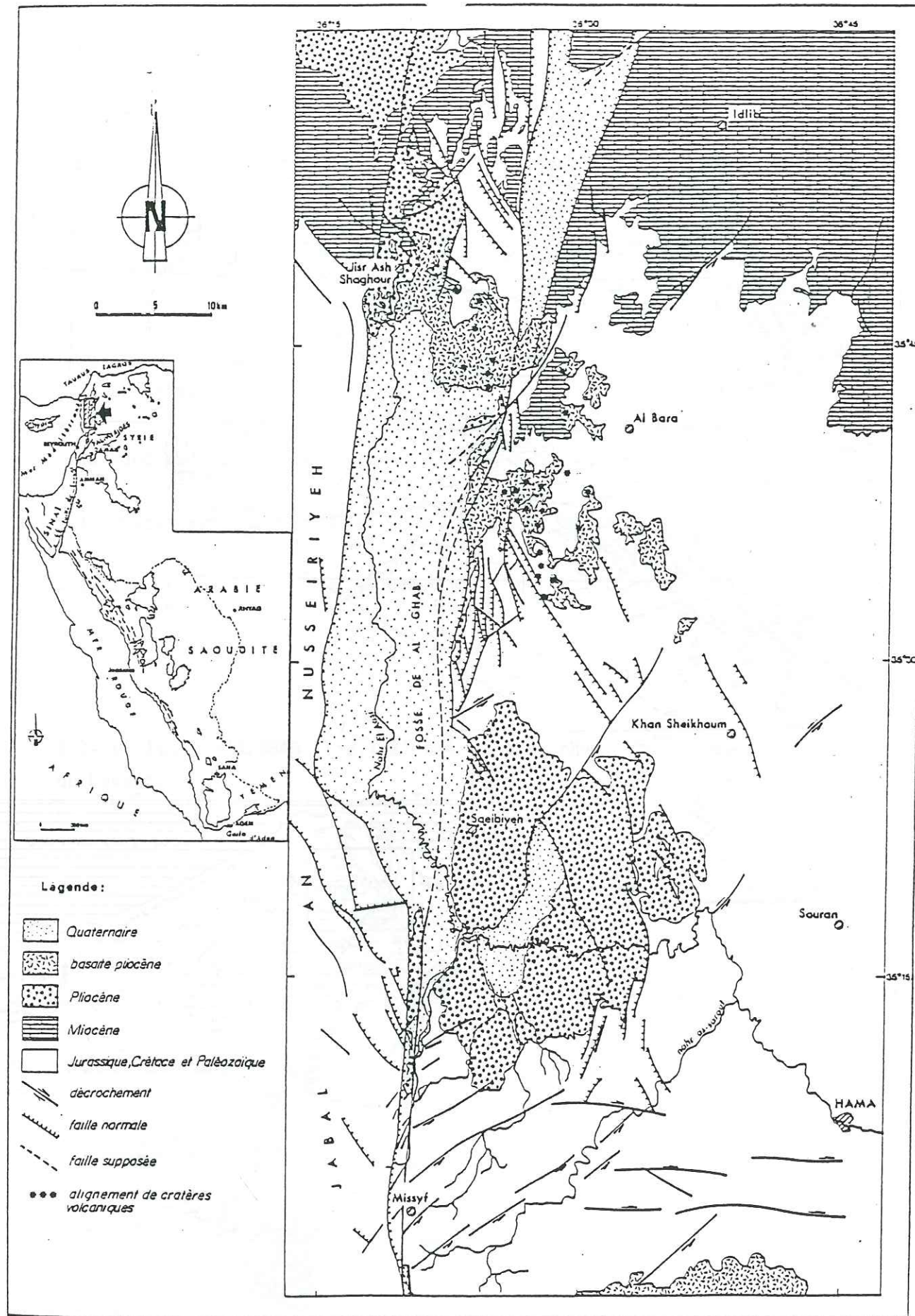


Fig. 1-2: Carte structurale du fossé d'Al Ghab d'après GIANNERINI, 1988

CHAPITRE II

CADRE GEODYNAMIQUE

2.1- LA PLAQUE ARABIQUE

La plaque arabe se présente comme un ensemble continental polygonal, situé entre les blocs africain et indo-européen (GIANNERINI, 1988).

Du point de vue géologique, la plaque arabe montre un socle constitué de roches variées métamorphiques et volcaniques d'âge précambrien (fig.2.1) dont les dernières structurations importantes sont intervenues il y a 480 à 600 millions d'années (GIANNERINI, 1988). Les diverses formations sédimentaires mésozoïques et cénozoïques encerclent ce substratum depuis les marges du golfe d'Aden, au Yemen du Nord, jusqu'aux montagnes de Taurus-Zagros.

Du point de vue cinématique, les stades majeurs de l'évolution des plaques périméditerranéennes sont relativement bien connus (DEWEY et al., 1973; TAPPONNIER 1977; DERCOURT et al. 1985; RICOU et al. 1985; SAVOSTIN et al. 1986; DERCOURT et al., 1986; M.R. HEMPTON, 1987). Nous ne nous intéressons ici qu'à l'Afrique, en particulier son promontoire principal: la plaque arabe, et à son interaction notamment, avec l'Eurasie: ce domaine est caractérisé par un état de lente convergence depuis le Jurassique supérieur. Cette convergence est reconnue comme étant la cause principale de la formation progressive des chaînes alpines méditerranéennes et de la propagation de l'expansion dans l'axe de la ride indienne orientée Nord-Ouest. Elle cessa lorsque la plaque arabe se souda à l'Eurasie au cours du Miocène moyen.

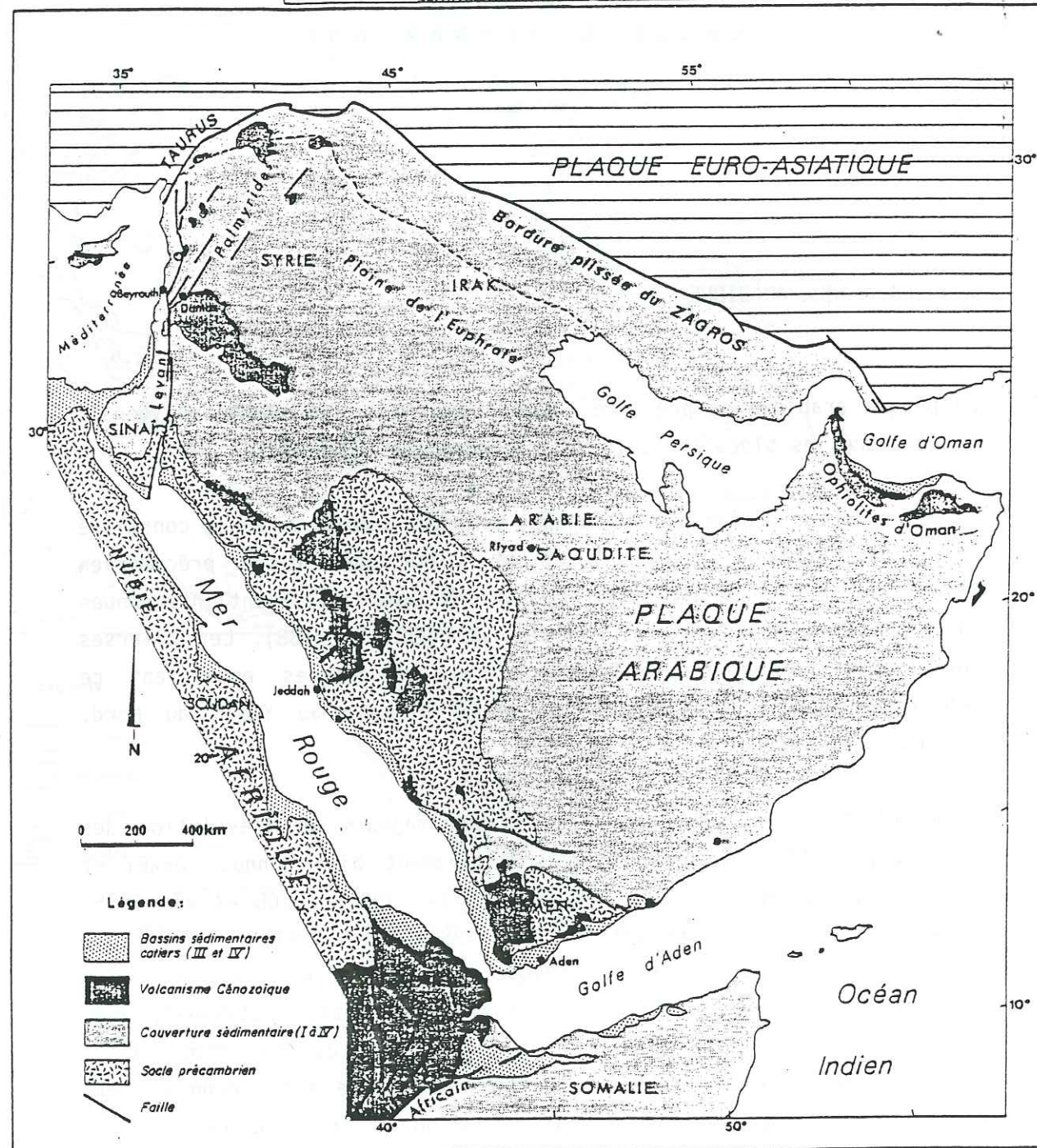


Fig. 2-1 Carte géologique de situation d'après GIANNERINI, 1988

Une étape majeure concernant le promontoire arabe est l'amorce d'un état du poinçonnement avec l'Eurasie, se situant à l'Eocène supérieur Oligocène (35 millions d'années). Au Miocène inférieur (20 millions d'années) le bloc arabe glisse contre la marge asiatique le long du complexe des failles de Zagros qui joue en décrochement dextre, avec une composante de chevauchement amenant le chevauchement de la marge asiatique sur l'Arabie. Le mouvement de l'Arabie vers le Nord se poursuit, au Miocène moyen (10 millions d'années), alors que se produit la séparation des plaques arabe- et africaine par l'ouverture de la Mer Rouge (LE PICHON et al. 1978, DER COURT et al., 1989); en conséquence l'ensemble de l'Anatolie est expulsé vers l'Ouest par le bloc Arabe sur le système de deux failles décrochantes conjuguées Nord et Est anatolienne respectivement dextre et sénestre (voir l'évolution tectonique de la plaque arabe depuis 45 millions d'années schématisées d'après M.R. HEMPTON, 1987) (fig. 2.2, 2.3, 2.4, 2.5 et 2.6).

Les frontières actuelles de la plaque arabe sont bien définies par la distribution spatiale des épicentres marqueurs des zones sismiques actives (BARAZANGI et al., 1969; NOWROUZI, 1971, 1972; ADAMS et al., 1984; GHALIBE et al., 1984, 1985).

La carte de la sismicité de la plaque Arabe et des zones limitrophes pour la période 1900-1985 (fig.2.7) permet de bien définir ces frontières géologiques. Ce sont au Sud les golfes d'Aden et d'Oman, à l'Ouest par la Mer Rouge et le systèmes des failles du Levant, au Nord et à l'Est la chaîne plissée du Taurus-Zagros.

Cette carte de la sismicité (fig.2.7) montre une subduction active au niveau de la zone de Makran, où l'existence d'une sismicité intermédiaire (symbolisés par des carrés) reflète l'existence d'une surface active de Benioff (NIAZI et al., 1980; RUSS et al., 1986).

La sismicité du golfe d'Aden montre une concentration des épicentres au niveau d'une série de courtes failles transformantes. (LE PICHON, 1968; SCHLICH, 1975, GUILDER et al., 1978, CHOUKROUNE et al., 1986).

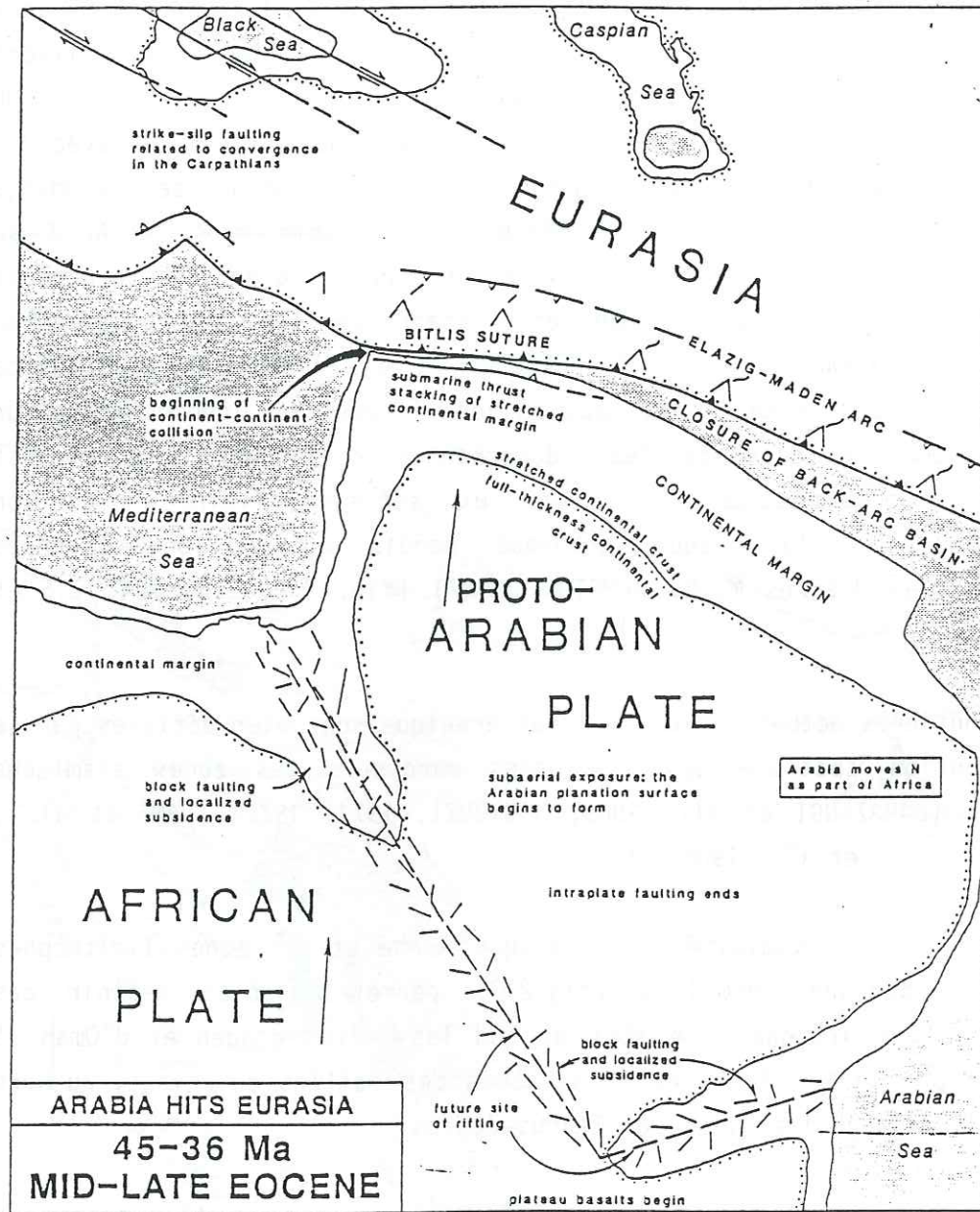


Fig. 2-2: Reconstruction tectonique de la plaque Arabie de 45 à 36 Ma d'après HEMPTON M.R., 1987

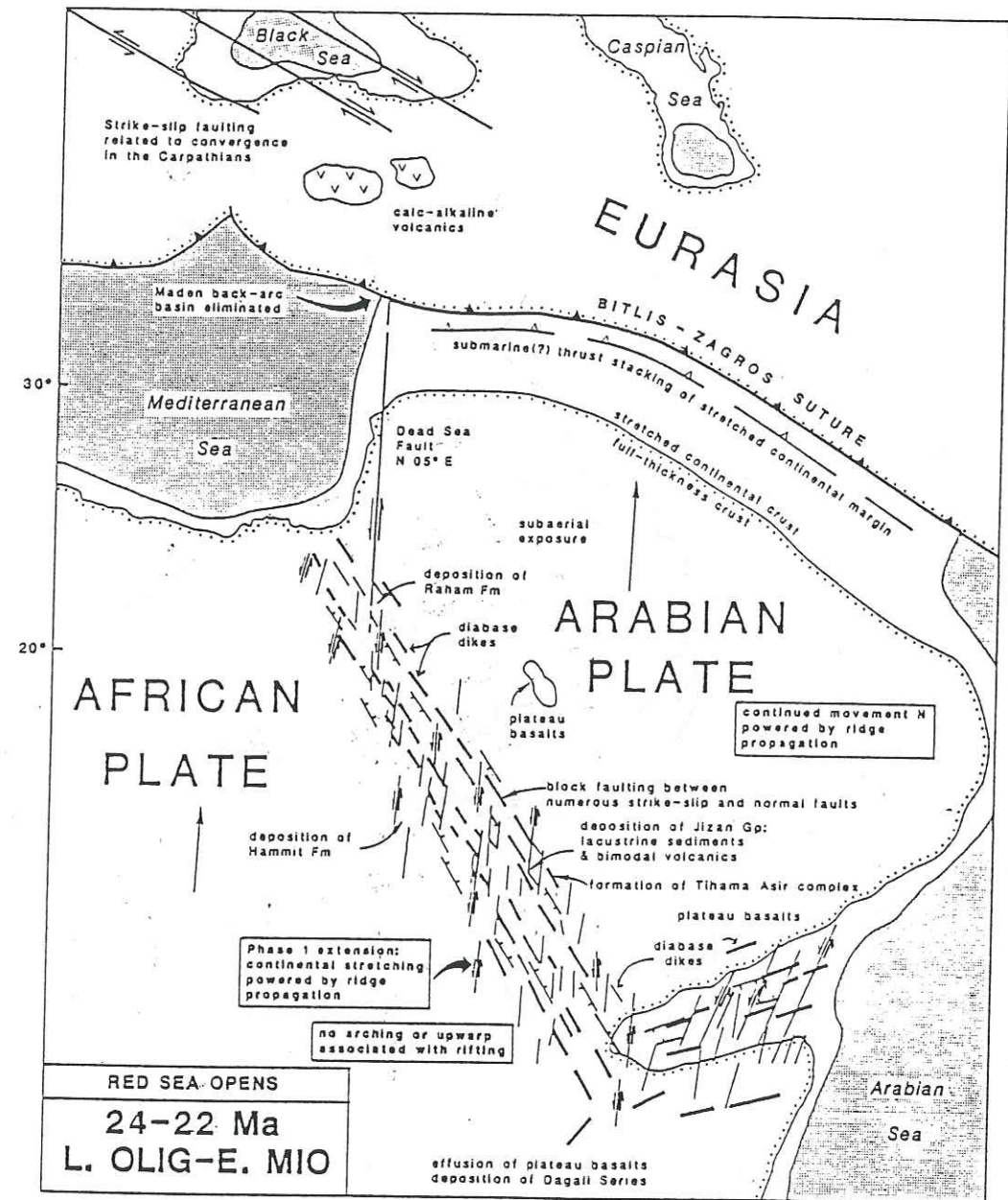


Fig. 2-3: Reconstruction tectonique de la plaque Arabie de 24 à 22 Ma d'après HEMPTON M.R., 1987

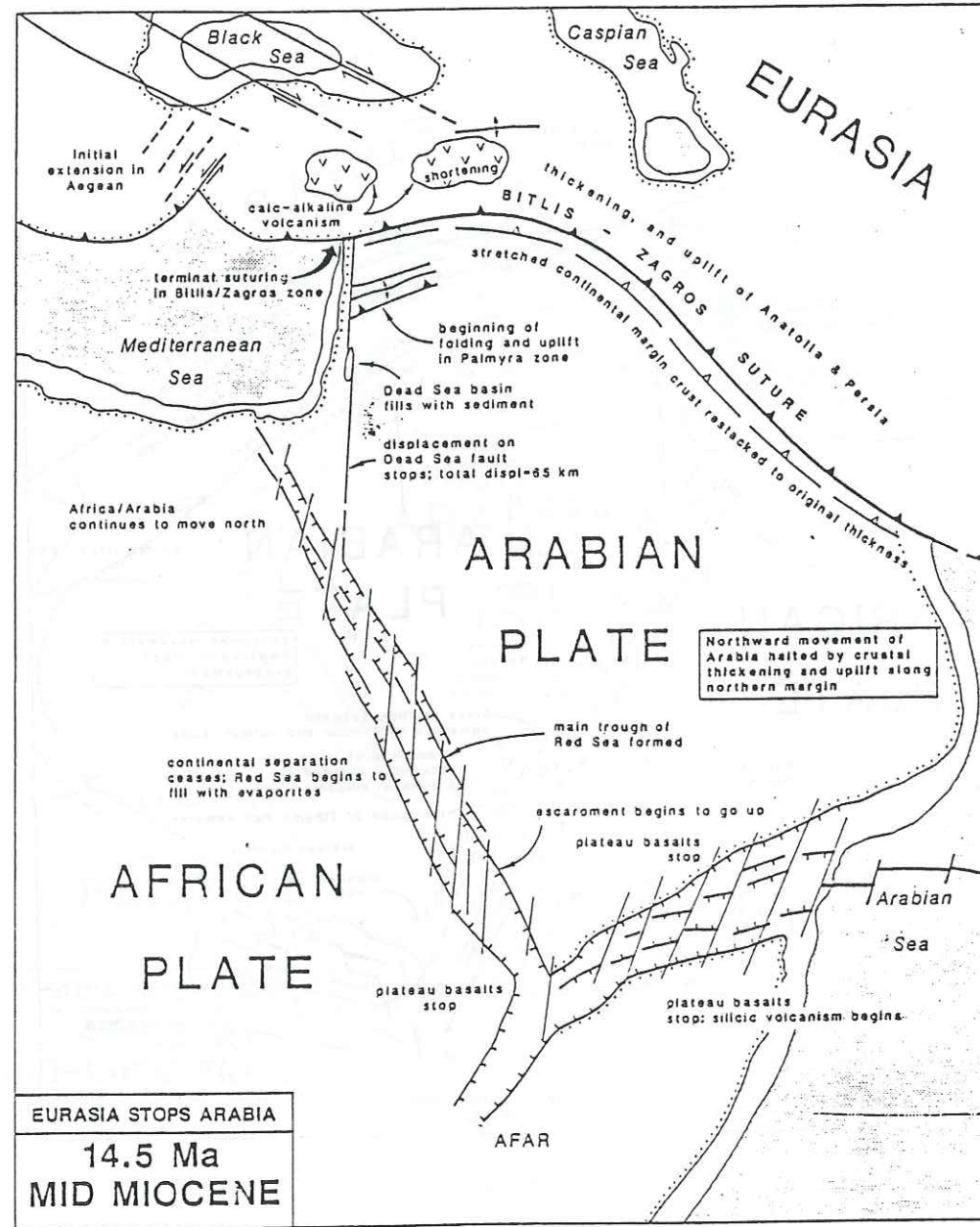


Fig.2-4: Reconstruction tectonique de la plaque Arabie à 14,5 Ma d'après HEMPTON R.M., 1987

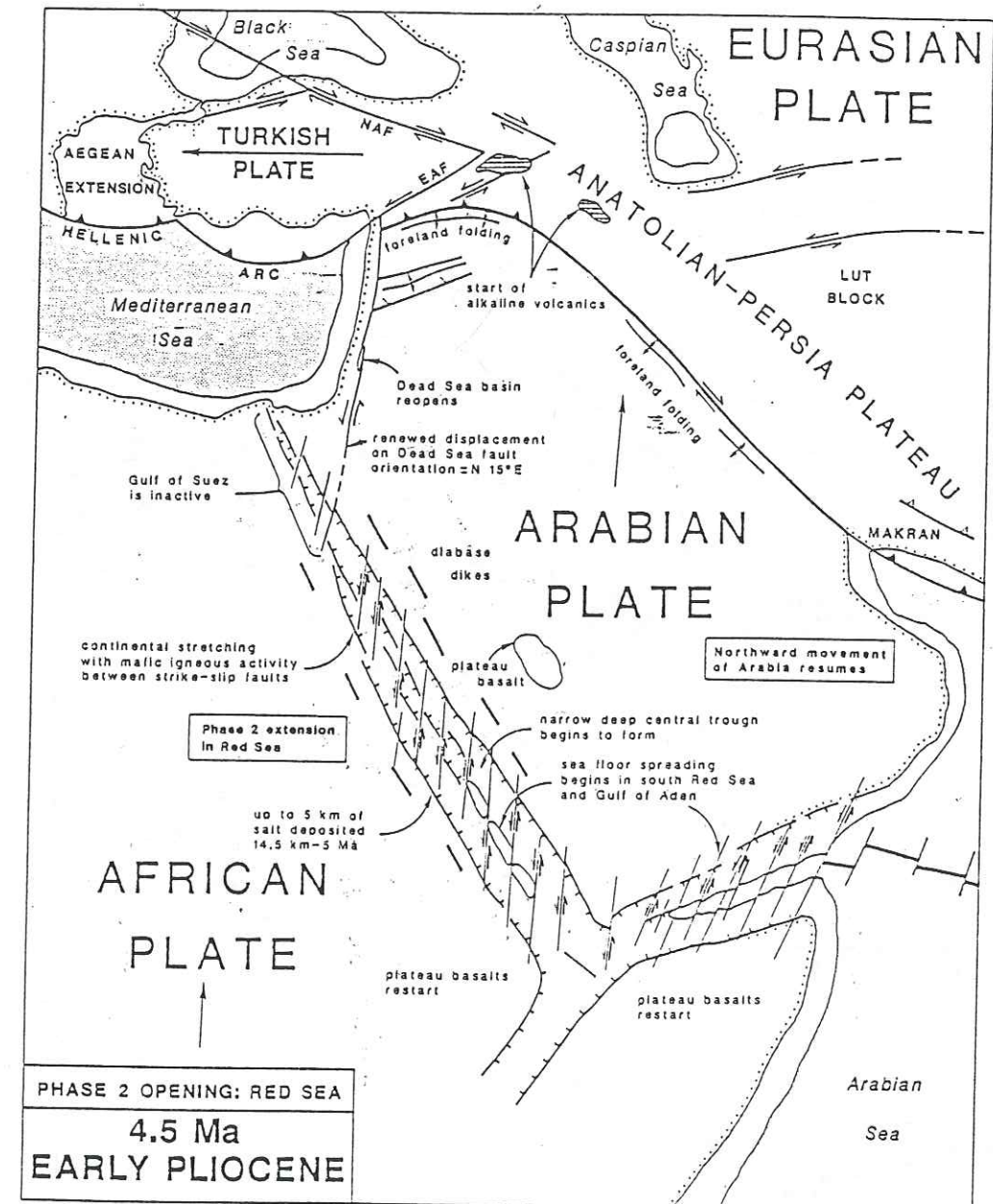


Fig. 2-5: Reconstruction tectonique de la plaque Arabie à 4,5 Ma d'après HEMPTON R.M., 1987

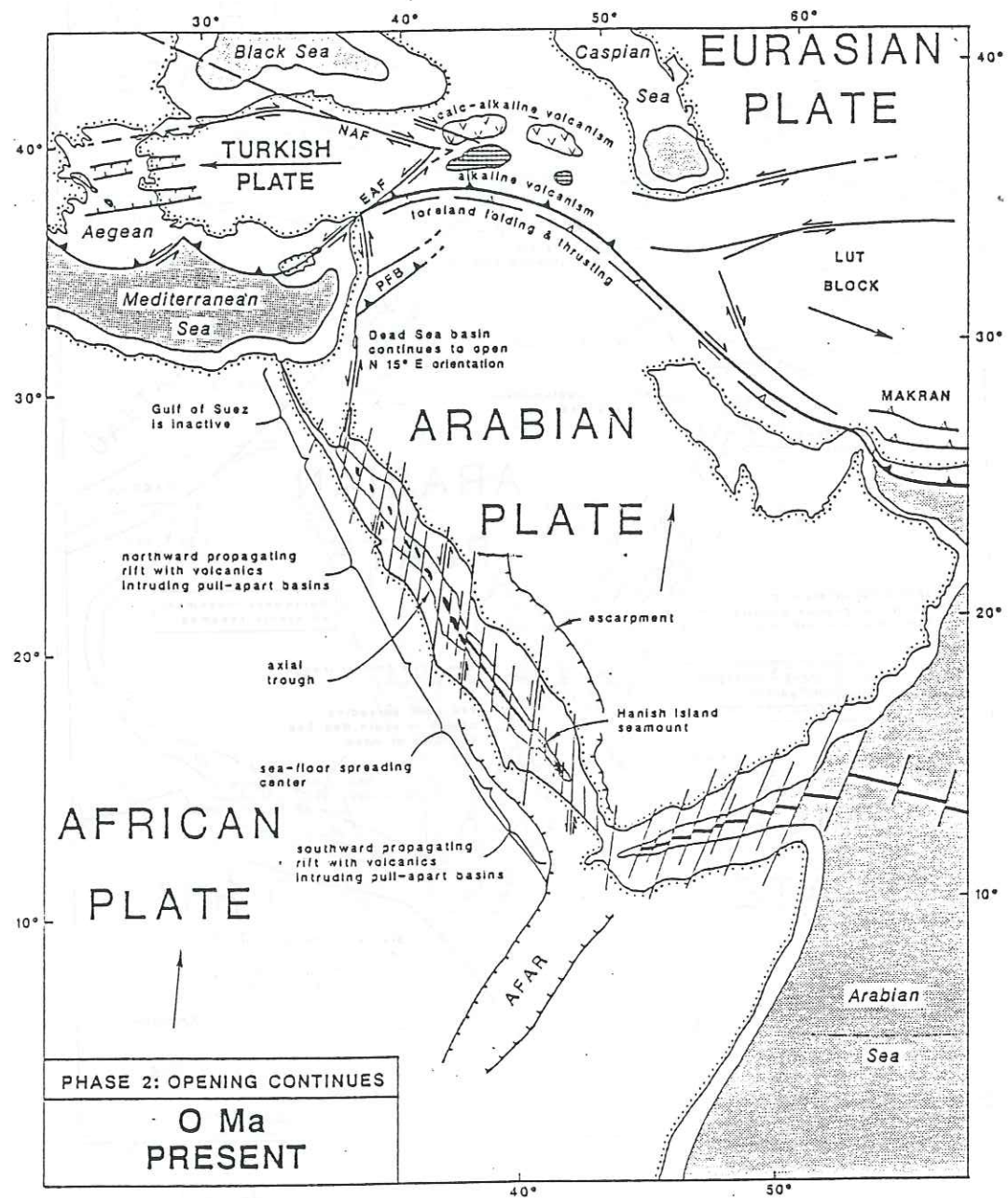


Fig. 2-6: Tectonique actuelle de la plaque Arabie d'après HEMPTON M.R., 1987

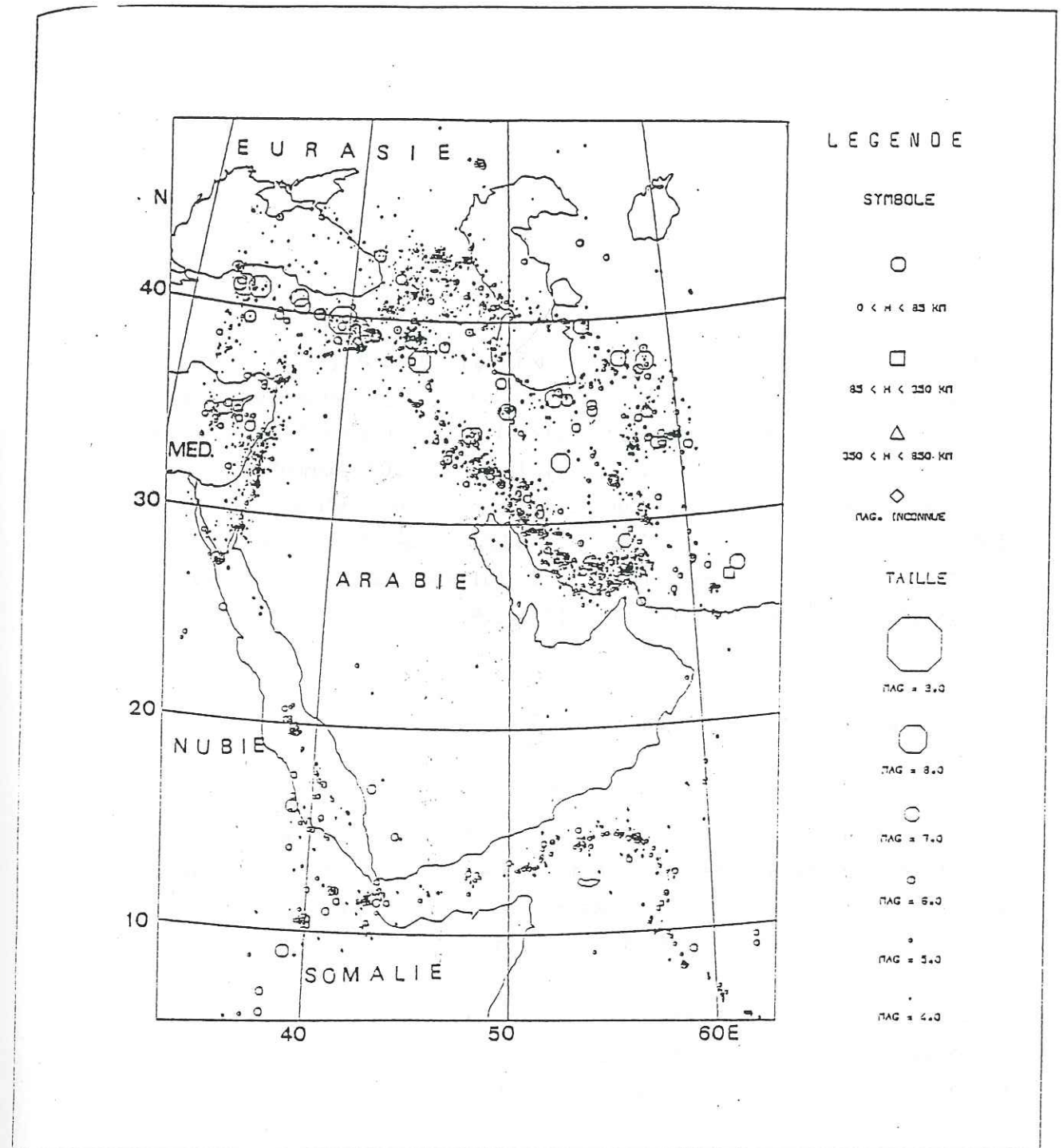


Fig. 2-7: Sismicité de la plaque arabe pour la période 1900-1985 d'après ABOU KARAKI N., 1987

En conclusion, la plaque arabe est bordée par trois types de frontières, la transformante du Levant, la divergence Afrique-Arabie, la convergence Eurasie-Arabie toutes liées en fait à la convergence générale Afrique-Eurasie.

2.2- LA FAILLE EST ANATOLIENNE

Elle est située au Nord-Ouest de la plaque Arabie (fig.2.8) récente (post-Miocène) ARPOT et al. (1972); MAAMOUN (1976). Cette faille a été historiquement active, AMBRASEYS (1971). Sa sismicité récente est importante (séisme de Bingöl, 22 mai 1971, ML=7,0) MAAMOUN (1976). Un ensemble de mécanismes focaux montre que cette faille s'étend sur 560 km (Mc KENZIE, 1976; KASAPOYLU et al., 1983) joue donc en décrochement sénestre et forme avec la faille nord-anatolienne (décrochement dextre), un système de décrochement conjugué (fig.2.9).

2.3- LA FAILLE NORD-ANATOLIENNE

C'est un grand décrochement dextre bien individualisé dans la partie orientale et centrale de la Turquie. Elle devient difficile à suivre vers l'Ouest à partir de la Mer Marmara, où l'on constate un changement dans la distribution des mécanismes au foyer des séismes (Mc KENZIE, 1972; RITSEMA et al., 1974, McKENZIE, 1978). En effet, à l'Est de la Mer de Marmara, les mécanismes au foyer sont presque tous purement décrochants, cependant qu'à l'Ouest, il y a un mélange de mécanismes en extension pur et en décrochement (McKENZIE, 1972; C. SOUFLERIS et al., 1981). L'étude de la déformation plio-quadernaire révèle un régime de compression NW-SE en décrochement et parfois en failles inverses pour la partie principale de la faille Nord-Anatolienne (HANCOCK et al., 1981).

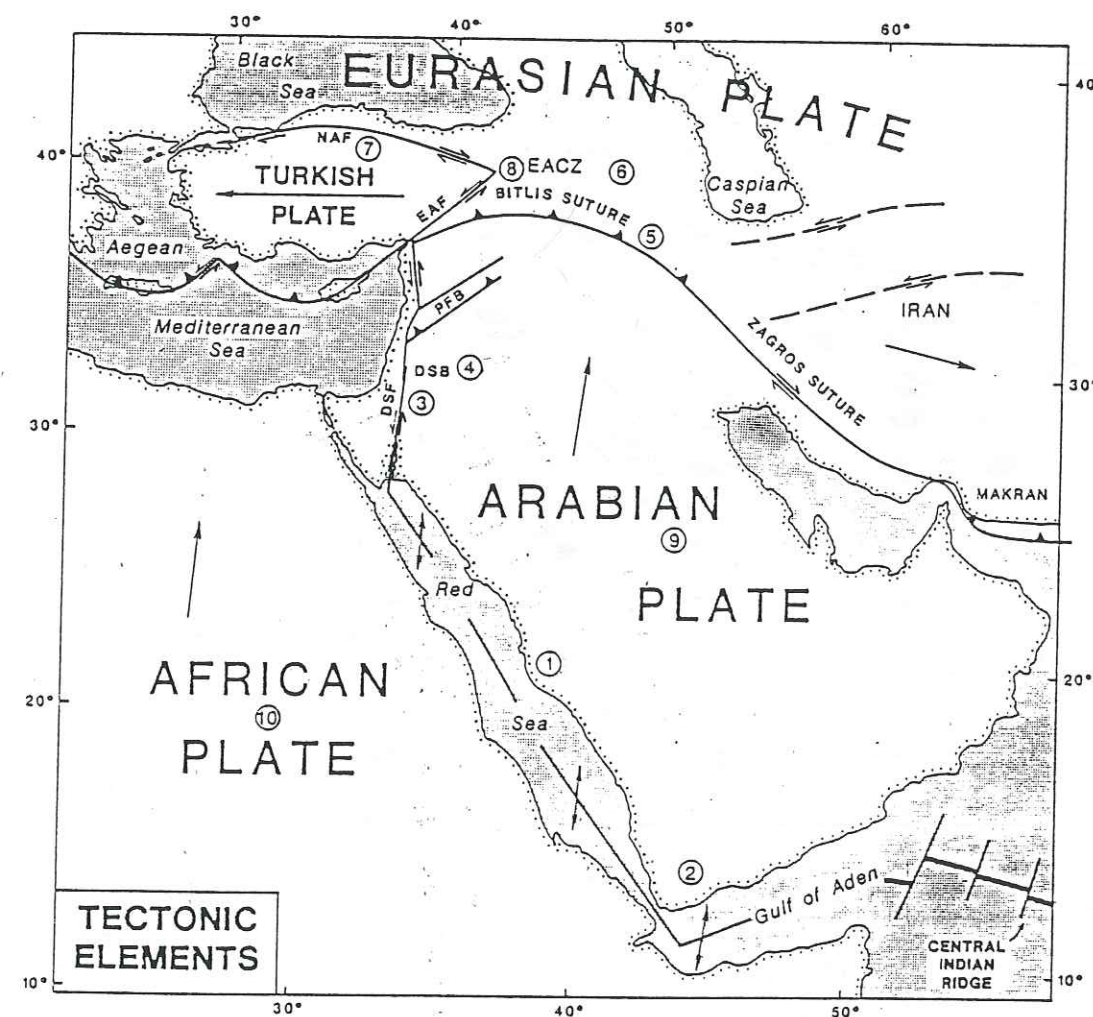


Fig.2-8: Eléments tectoniques de la plaque Arabie d'après HEMPTON M.R., 1987

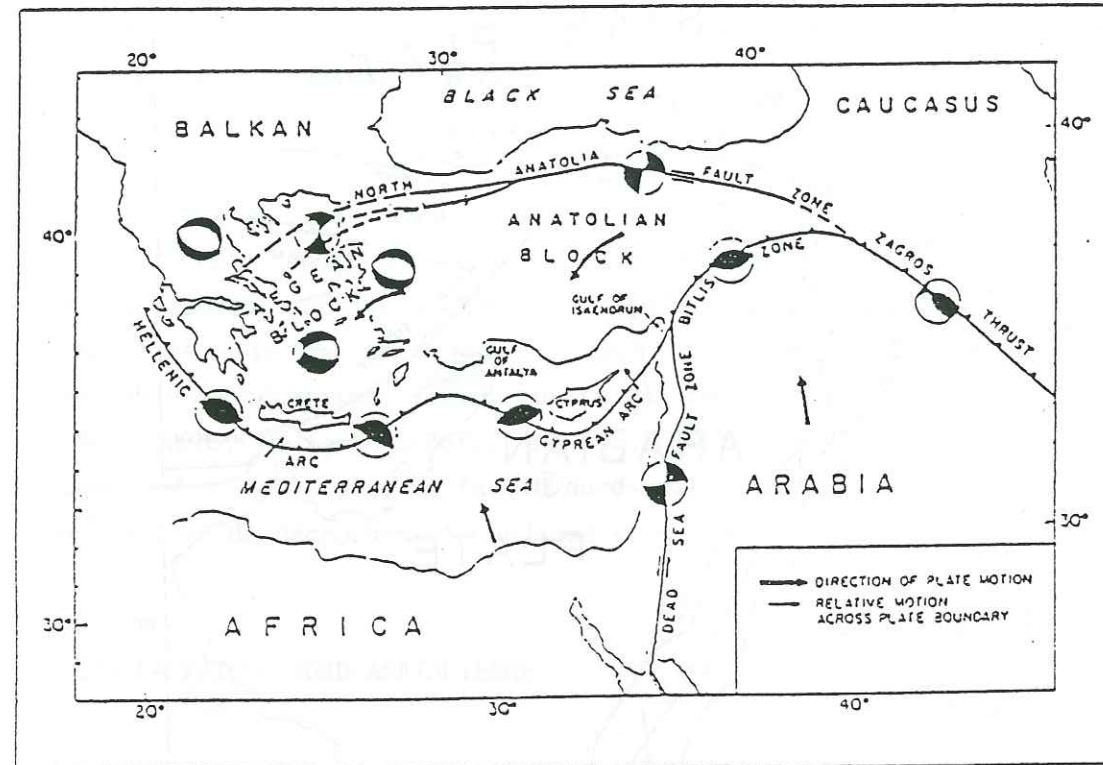


Fig. 2-9: Une configuration schématique de la tectonique active du Moyen Orient et des mécanismes focaux types, simplifiée d'après ROTSTEIN, 1985.

La sismicité de la région concernée (Anatolienne) est parmi les plus importantes de la Méditerranée (Mc KENZIE, 1978). De nombreux mécanismes focaux ont pu être étudiés dans cette région (Mc KENZIE, 1977-1978; RITSEMA et al., 1974, AMBRASEYS, 1970; JACKSON et al., 1984), sur des séismes de magnitude supérieure à 5. Ces auteurs ont proposé un ensemble de mécanismes bien contraints qui permettent d'associer à la faille Nord-Anatolienne, un jeu en décrochement dextre (fig. 2.10).

Les 19 et 27 Décembre 1981 et le 18 Janvier 1982 trois gros séismes de magnitude respective mb: 6.3, 5.3, 5.7 ont eu lieu. Ces événements sont localisés par l'I.S.C. en mer (fig. 2.10) et sont étudiés par N. LYBERIS et al. (1982). Les solutions trouvées sont bien contraintes et présentent les mêmes grandes caractéristiques que celles proposées pour les séismes antérieurs par MCKENZIE (1972-1976) et LE PICHON, ANGELIER, (1979).

2.4- LA ZONE DE BITLIS

Selon DEWEY et al. (1973, 1979); SENGOR et YILMAZ (1981), la suture est de Bitlis marque la zone de convergence entre la plaque arabe et anatolienne. Ils proposent que la structuration ait commencé au milieu du Miocène supérieur. Pour HEMPTON (1985), la suture de Bitlis est d'âge éocène supérieur. Ce modèle est également retenu à la suite d'études tectoniques franco-soviétiques sur le système téthysien (DERCOURT et al., 1986; SAVOSTIN et al., 1986).

Le mécanisme au foyer dans cette zone, reflète une faille inverse (fig.2.9).

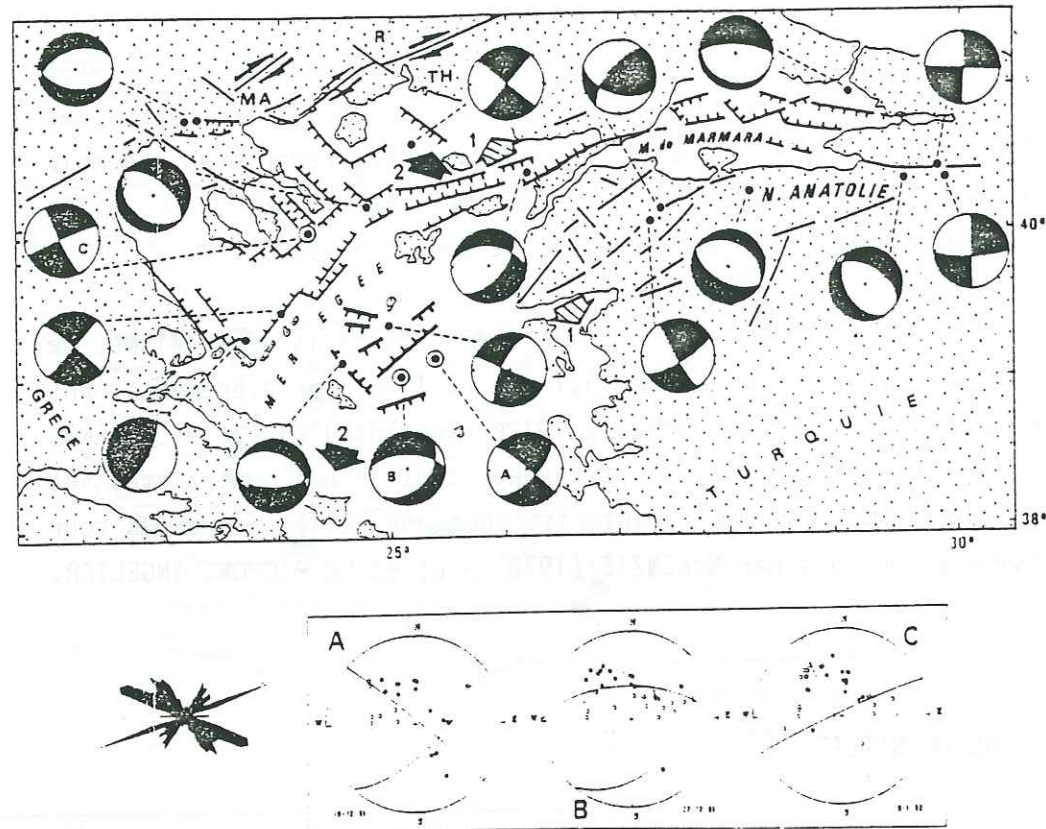


Fig. 2-10: Carte des principales lignes de failles (d'après les images satellite et mesure à terre, les profils sismiques et la bathymétrie en mer) du fossé Nord-Egéen et de la Mer de Marmara: les doubles demi-flèches désignent les décrochements observés; les grosses flèches 1 et 2 indiquent les phases d'extension régionales; pour les sphères focales, les dièdres en extension sont en noir. A, B et C sont les mécanismes de la figure R, massifs du Rhodope
D'après LYBERIS N. & al., 1982

2.5- LA CHAÎNE DE ZAGROS

Cette chaîne plissée marque la frontière de la plaque arabe et le front de collision de celle-ci avec l'Eurasie sur une longueur de 1500 km dans une direction généralement NO-SE. Elle s'étend ainsi à partir d'Oman au Sud jusqu'à l'angle Sud-Est de la Turquie au Nord. D'une façon générale, la sismicité de la chaîne du Zagros se distingue nettement comme étant la zone la plus active sismiquement (fig.2.7). L'essentiel de l'activité semble se produire au sein de la partie crustale de la plaque arabe qui est chevauchée par la chaîne du Zagros (JACKSON et al., 1981, ADAMS et BARAZANGI, 1984).

Un ensemble de mécanismes focaux relativement bien contraints (JACKSON et al., 1984; CHANDRA, 1984; NI et BARAZANGI, 1986) montre la prédominance d'une tectonique compressive, matérialisée par des failles essentiellement inverses avec une composante en décrochement dextre dans le Nord-Ouest de la chaîne (fig. 2.11).

2.6- LA MER ROUGE

2.6.1- Introduction

L'étude de la Mer Rouge renseigne sur les premières phases de l'évolution d'un océan.

2.6.2- L'ouverture de la Mer Rouge

L'ouverture du fossé de la Mer Rouge résulte de la rotation de l'Arabie par rapport à la plaque africaine. Ce phénomène s'étant initialisé il y a une trentaine de millions d'années (J.M. GAULIER et X. LE PICHON, 1987). Le potentiel pétrolier des rifts et des marges continentales passives a contribué à augmenter encore l'intérêt de l'étude de cette

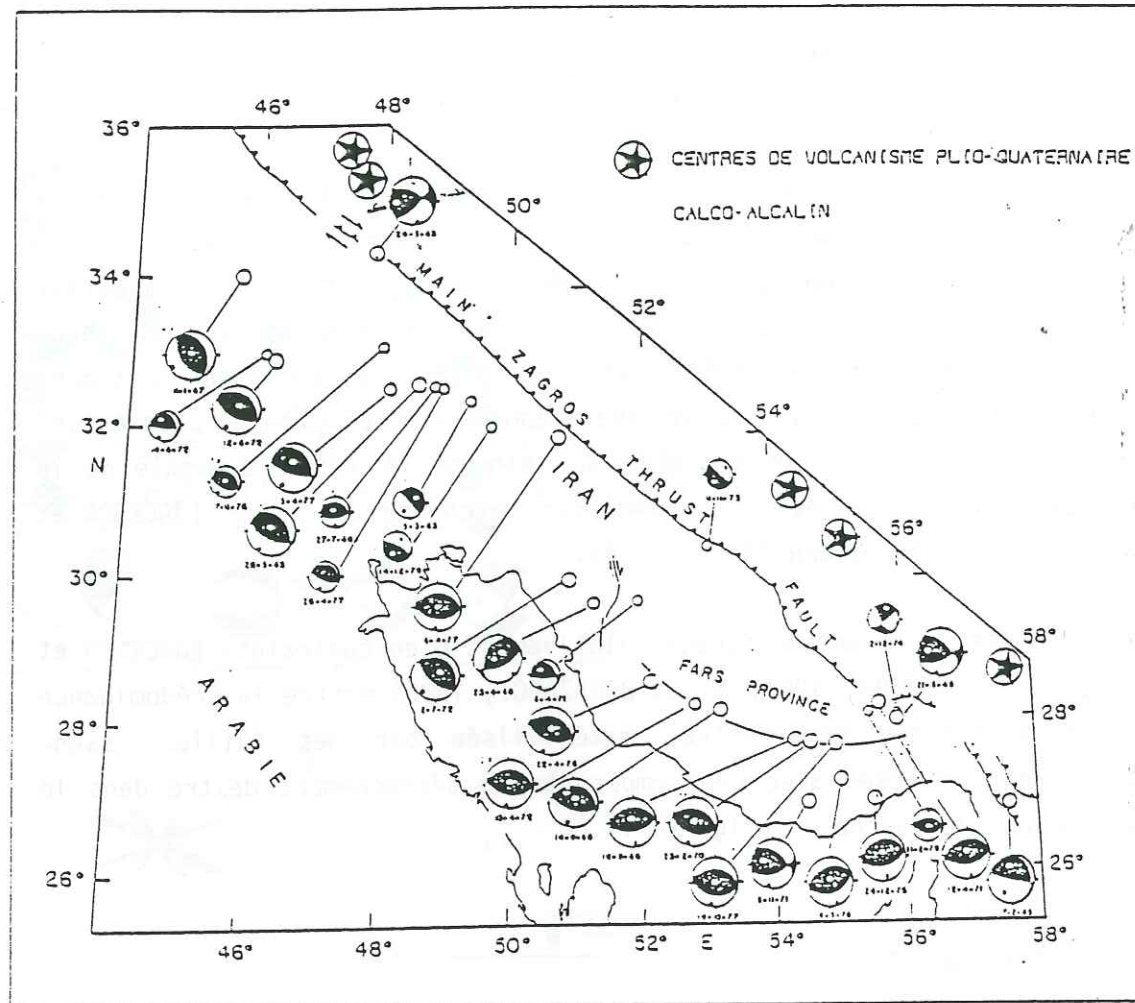


Fig. 2-11: Les mécanismes focaux associées à la sismicité de la chaîne de Zagros. Les solutions en failles inverses dominent, au Nord-Ouest le mécanisme (24.3.1963 MB=5.5) traduit une faille inverse avec une composante en décrochement dextre. La taille du symbole représentant une sphère focale indique le degré de fiabilité du mécanisme, petit symbole = solution mal contrainte.

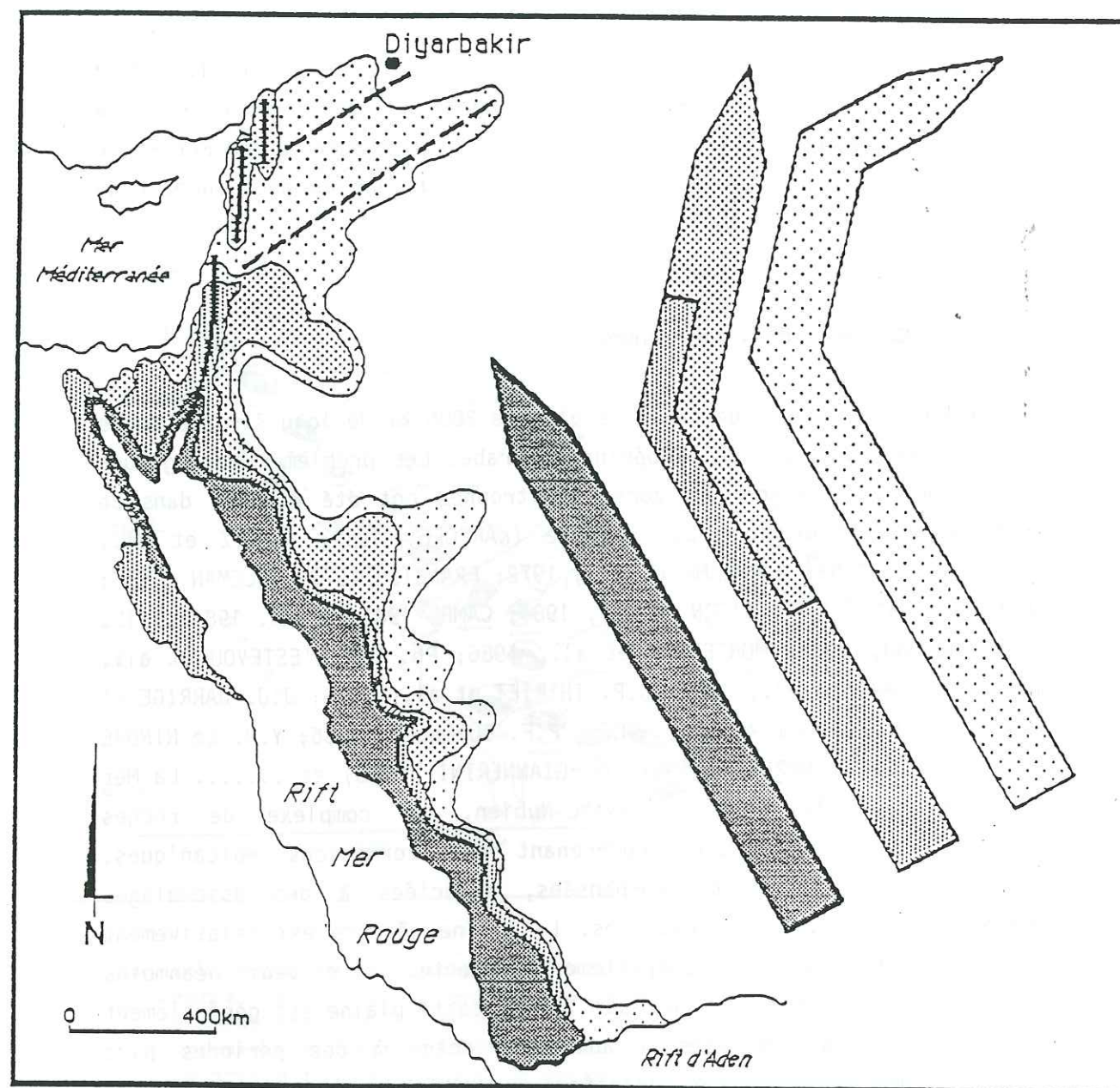
Sources: Figure de fond modifiée et adaptée d'après NI et BARAZANGI (1986).

Voir cette contribution pour les références des mécanismes individuels. Les étoiles représentent des centres de volcanismes plio-quaternaire d'après KAZMIN & al., 1985.

région. Ont commencé les publication (MOHR, 1970; MCKENZIE et al., 1970; FREUND, 1970; WHITEMAN, 1970), modèles rapidement modifiés à la lumière des données nouvelles concernant, soit la zone de la Mer Rouge elle-même, soit les zones limitrophes dont la zone du décrochement du Levant.

2.6.3- La Géologie de la Mer Rouge

La Mer Rouge est un large fossé de plus de 2000 km de long sur 250 km de large entre l'Afrique et la péninsule Arabe. Les problèmes géologiques de la Mer Rouge ou de ses zones limitrophes ont été étudiés dans de nombreuses contributions par exemple (KARPOFF, 1957; SWARTZ et al., 1960; SAIDE, 1962; BARMKAMP et al., 1972; FRANCIS, 1972; COLEMAN, 1977; COLEMAN et al., 1977; STERN et al., 1984; CAMP, 1984; CLARK, 1984; VAIL, 1985; ALMOND, 1986; MONTENONT et al., 1986; Ph. OTT D'ESTEVOU et al., 1986; Ph. PART et al., 1986; J.P. THIRIET et al., 1986; J.J. JARRIGE et al., 1986; N. ROUSSEL et al., 1986; P.F. BUROLLET, 1986; Y.M. Le NINDRE et al., 1986; I. MORETTI, 1987; G. GIANNERINI, 1988) et La Mer Rouge recoupe le bouclier Arabo-Nubien, un complexe de roches cristallines protérozoïques comprenant des formations volcaniques, métamorphosées et non métamorphosées, associées à des assemblages sédimentaires et métasédimentaires. La plaine côtière est relativement peu développée, parfois complètement absente, elle peut néanmoins s'étendre dans certaines zones sur 25 km, cette plaine est généralement couverte par des sédiments allant du Miocène à des périodes plus récentes. Des roches d'âge Jurassique ont été signalées au niveau du Golfe d'Aden. Les manifestations volcaniques de l'Oligocène (30-23 Ma) à l'époque actuelle, de type alcalin, couvrent de larges zones de part et d'autre de la Mer Rouge. Néanmoins, l'étendue du volcanisme est nettement plus importante sur la marge de la plaque Arabe (fig. 2.12). Cette remarque reste valable au-delà de l'extrémité septentrionale de la Mer Rouge de part et d'autre de la transformante du Levant, dans sa partie allant du golfe d'Aqaba jusqu'à l'Anatolie au Nord.



Légende :

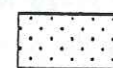



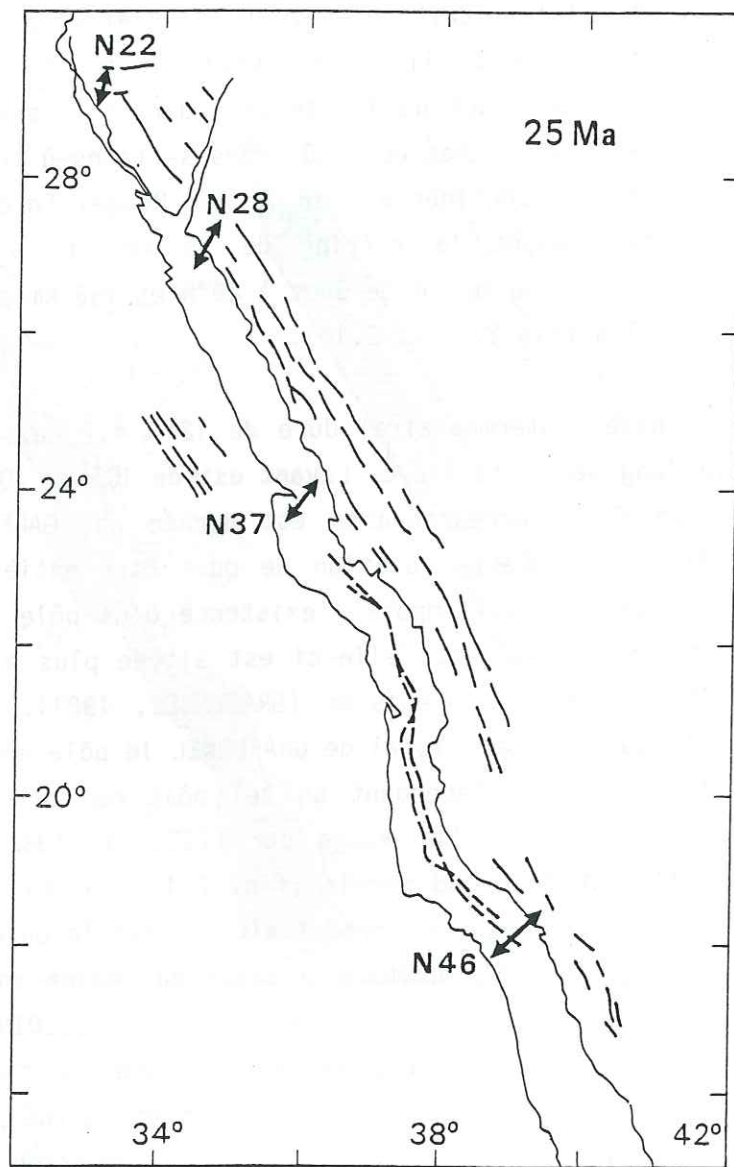
-  Volcanisme plio-quaternaire (5-0 Ma)
-  Volcanisme miocène (18-5 Ma)
-  Volcanisme miocène inférieur (23-18 Ma)
-  Volcanisme oligocène (30-23 Ma)

Fig. 2-12: Propagation du volcanisme cénozoïque le long du polygone arabe d'après GIANNERINI, 1988.

2.6.4- L'évolution tectonique de la Mer Rouge

Elle comporte une phase continentale de rifting (25-12 Ma). Celle-ci correspond aux phénomènes du rifting continental qui a affecté le golfe de Suez, le fossé de la mer Rouge et le Golfe d'Aden. Dans la mesure où le système Levantin n'existait pas J.M. GAULIER et X. LE PICHON (1987). GAULIER et al. (1987) ont utilisé les résultats de sismique réfraction pour déterminer l'importance de l'extension durant la première phase de rifting et mesurer les volumes de croûte des sections à travers le Golfe de Suez, et la partie continentale de la Mer Rouge. En choisissant une épaisseur crustale avant le rifting de 35 km, il a obtenu 25 km d'extension au niveau du golfe de Suez à 29°N et 158 km pour le Nord de la Mer Rouge à 27°N (fig.2.13 et 2.14).

Une deuxième phase (intermédiaire) dure de 12 à 4,7 Ma. La totalité du mouvement le long de la faille du Levant est de 105 km (QUENNEL, 1959) et la rotation fine correspondante est donnée par GARFUNKEL, 1981, comme (32°7N, 19°8E). Cette rotation ne peut être entièrement décrite par le pôle actuel, ce qui impose l'existence d'un pôle ancien pour le mouvement antérieur à 4,7 Ma. Celle-ci est située plus à l'Ouest, mais n'est pas déterminée avec précision (GARFUNKEL, 1981). En prenant en compte le pôle du mouvement total de GARFUNKEL le pôle ancien est situé près de 32°5 N, 17°4 E. Cependant un tel pôle ne correspond pas aux transformantes décrites en Mer Rouge par IZZELDIN (1982), car il est situé trop à l'Ouest du grand cercle (fig. 2-17). Aussi, il vaut mieux considérer qu'à cette époque se produisait une faible ouverture dans le Golfe de Suez dont le pôle combiné à celui du Levant ancien donne un pôle pour la Mer Rouge voisin de celui d'IZZELDIN (1982). La reconstitution correspondante est représentée par la figure 2.15. Le pôle de rotation retenu pour le golfe de Suez est situé près du Caire, ce qui est en bon accord avec le régime de formation de la région (ANGELIER, 1985). La reconstitution montre que les deux zones de profondeur maximale du socle (la limite entre croûte océanique et croûte continentale déterminées par IZZELDIN, 1982) se recouvrent ce qui suggère que l'accrétion océanique ait bien débuté il y a 12 Ma. Cette solution permet donc de mieux définir la répartition de la croûte



Fi. 2-13: Reconstruction cinématique du début de l'histoire du Rift (-25 Ma)
d'après J.M. GAULIER & X. LE PICHON, 1987.

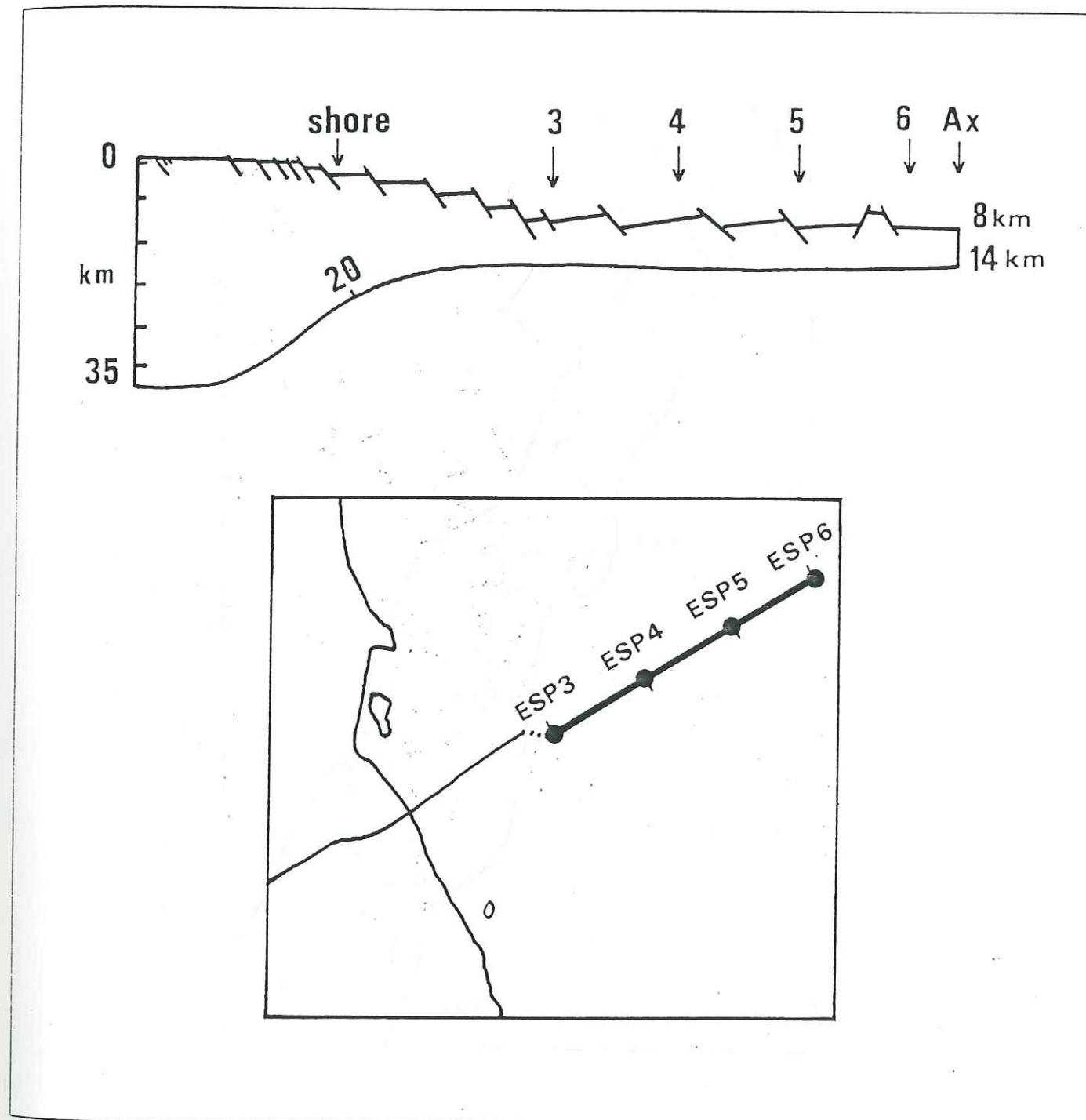


Fig. 2-14 : Coupe synthétique de la zone continentale en Mer Rouge. Pour le
calcul du volume crustal considéré une symétrie par rapport
à l'axe
D'après J.M. GAULIER & X. LE PICHON, 1987

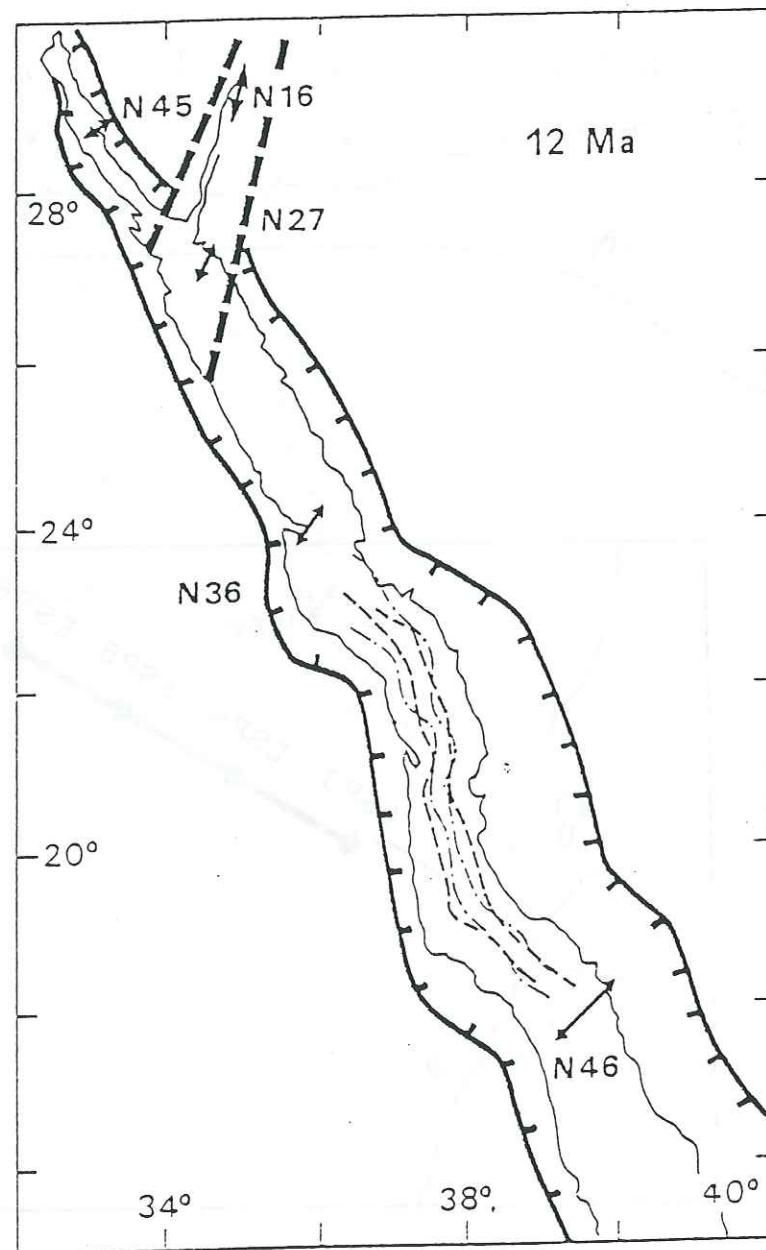


Fig. 2-15: Reconstruction cinématique à -12Ma, au début de la phase intermédiaire de l'ouverture. Noter la position de la limite de la future croûte océanique d'après J.M. GAULIER & X. LE PICHON, 1987

océanique. Ainsi l'île de Zabargad, considérée comme composée d'un fragment surélevé de lithosphère se trouvant à la limite de la croûte continentale très amincie et de la croûte océanique (BONATTI et al., 1986; NICOLAS et al., 1987) (fig. 2.16) se trouve située à la limite ouest de la zone océanique. D'autre part, le fossé de Mabahiss à 25°20 N se trouve situé sur la limite est de la croûte océanique. Dans cette fosse ont été décrites des anomalies de vine et MATTHEWS indiquant un taux d'extension de 5 mm/an depuis 4 Ma (PAUTOT et al., 1986; GUENOC et al., 1987). Ceci impose un déplacement vers l'Est de l'axe d'accrétion après 4,7 Ma à cette latitude. Un tel phénomène peut être la conséquence des ajustements imposés par la terminaison de la zone d'accrétion sur la faille du Levant.

Lors de la phase d'ouverture récente, FREUND (1970), GIRDLER & DARRACOTT (1972) considèrent que la présence de croûte continentale au-delà des côtes de la Mer Rouge implique une reconstitution en juxtaposant des lignes situées à quelques dizaines de km des côtes actuelles. Cette plus faible quantité de mouvement implique un déplacement vers le Sud du pôle proposé par MCKENZIE et al. (1970) le long d'un grand cercle passant par ce pôle et le centre de la Mer Rouge (fig. 2.17). Ces auteurs ont retenu un pôle situé entre 32° et 30°N sur ce cercle. IZZELDIN propose une position obtenue par la superposition des anomalies 3 (anomalies magnétiques) autour de 19°N et par l'orientation des failles transformantes identifiées dans cette même région (fig. 2.17). Le pôle est situé sur ce même grand cercle assez proche des pôles précédemment cités. Sa position est de 32°8 N à 23°0 E et le mouvement correspondant est de 1,7 cm/a dans une direction N 47°E à 19°N, soit une vitesse angulaire de $4,4 \cdot 10^{-7}$ d°/a.

Ce pôle est remarquablement proche de celui déterminé par GARFUNKEL (1981) pour la phase du mouvement récent de la faille du Levant qui était de 32,8°N - 22,6°E. Cette coïncidence est expliquée par l'absence de mouvement dans le golfe de Suez durant cette période récente. L'ouverture de la Mer Rouge étant actuellement compensée par le mouvement le long de la faille du Levant (J.M. GAULIER et X. LE PICHON, 1987). Dans cette hypothèse, la vitesse de décrochement de cette faille

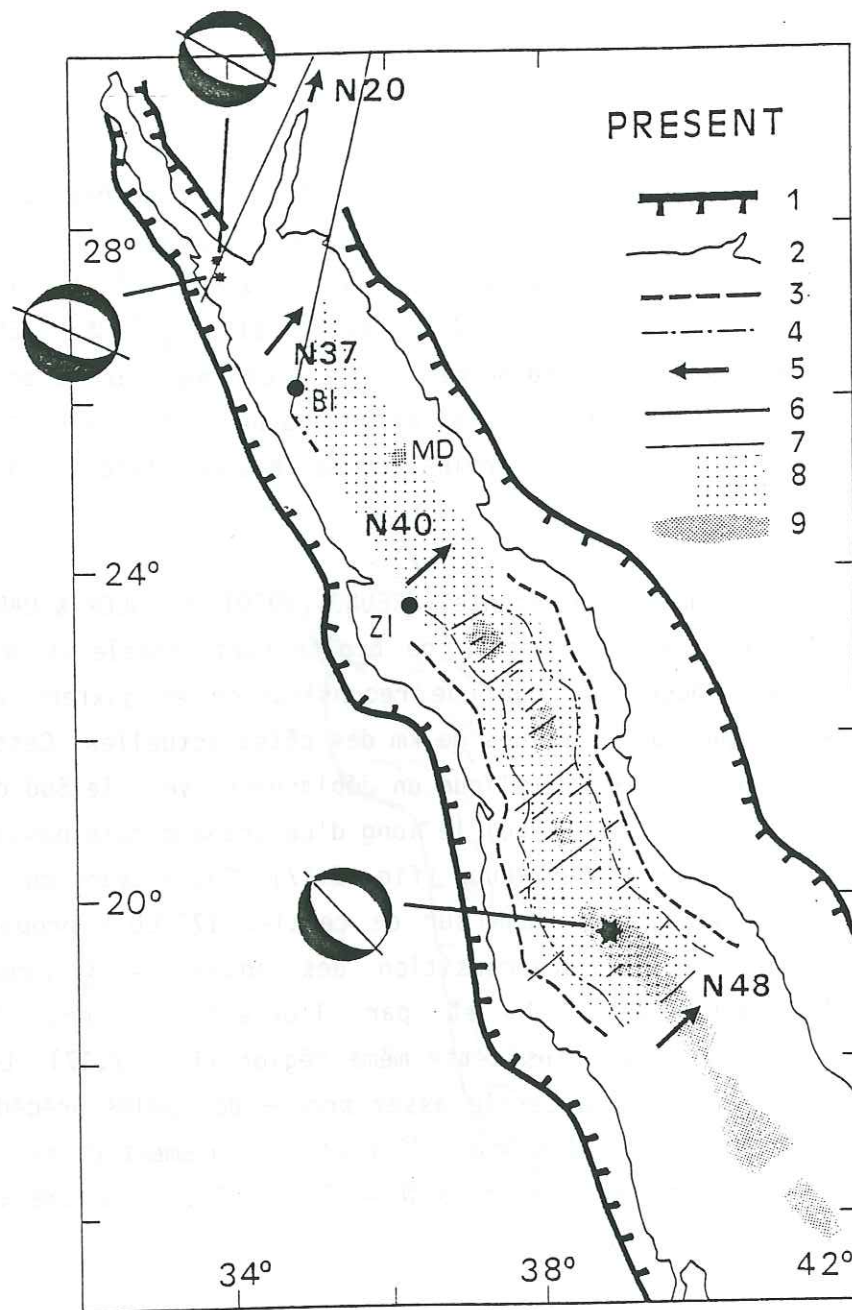


Fig. 2-16: Cadre cinématique actuel de la Mer Rouge

- 1: Limites externes du Rift
 - 2: Côtes
 - 3: Limite de la croûte continentale (côté continent)
 - 4: Limite de la croûte océanique (côté océan)
 - 5: Directions de mouvement prédites par le modèles (tableaux I et II)
 - 6: Limites de la zone déformée à l'extrémité sud de la faille du Levant
 - 7: Directions des transformations selon IZZELDIN, 1982
 - 8: Zone de croûte océanique selon le modèle cinématique présenté
 - 9: Régions où sont reconnues les anomalies magnétiques
- ZI: Ile de Zabargard
 BI: Ile des Frères
 MD: Fossé de Mabahiss
 D'après J.M. GAULIER et X. LE PICHON, 1987

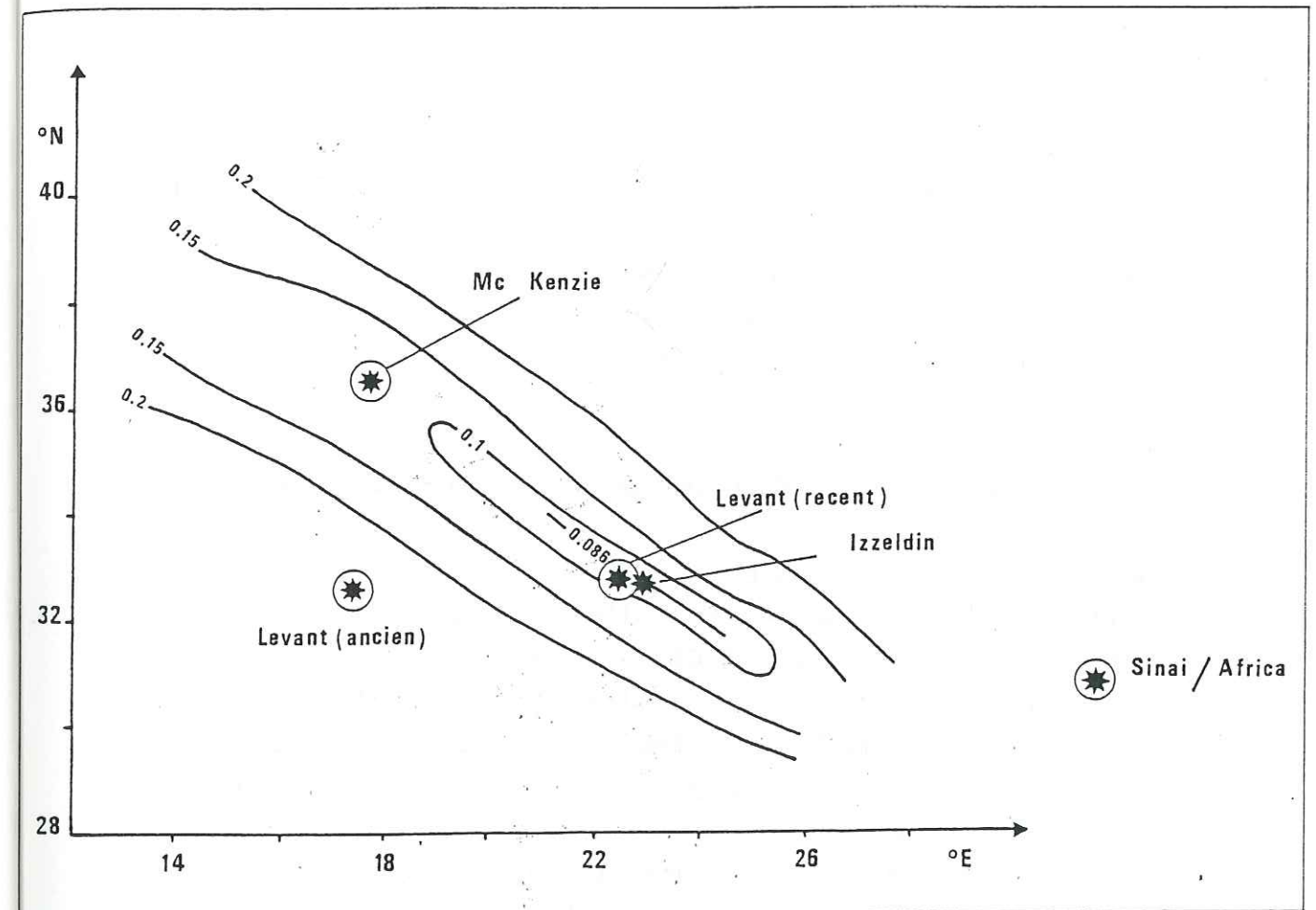


Fig. 2-17: Position des pôles eulériens de rotation. Le pôle de Mc Kenzie et al. (1970) a été déterminé par ajustement des côtes. Le pôle d'Izzeldin (1982) a été obtenu par la correspondance des anomalies 3 et par la direction des transformantes entre 20 et 19° N. Les contours ovales représentent les courbes d'iso-probabilité de présence du pôle. Levant récent est obtenu par GARFUNKEL (1981) sur la base des structures récentes le long de la faille du Levant. Levant old est le pôle obtenu par le même auteur pour le mouvement ancien de cette faille. Sinaï-Africa est le pôle utilisé pour l'épisode fini-miocène dans le Golfe de Suez.
 D'après J.M. GAULIER et X. LE PICHON, 1987

devrait être 8,5 mm/a ce qui est en parfait accord avec la vitesse estimée par GARFUNKEL (1981). Cette phase récente correspond aux derniers 4.7 Ma, c'est-à-dire au 40 km de mouvements responsables du Golfe d'Agaba au Plio-Pléistocène.

Nous avons retenu le pôle de GARFUNKEL pour décrire l'ouverture actuelle en Mer Rouge et le mouvement de la faille du Levant, car il est mieux contraint que celui d'IZZELDIN, sans être très différent. En revanche, la vitesse retenue est celle observée par IZZELDIN sur la base des anomalies magnétiques reconnues à 19°N. La figure 2.18 montre la reconstitution correspondante à 4,7 Ma.

2.6.5- La relation entre le Golfe de Suez et la faille du Levant

La distension accompagnée d'une subsidence rapide a débuté dans le Golfe de Suez il y a une vingtaine de millions d'années (BERTHELOT, 1986; STECKLER & BRINK, 1986; MORETTI & CALLETTA, 1987; STECKLER & al., 1988). La subsidence tectonique a cessé entre 15 et 11 millions d'années (BERTHELOT, 1986; STECKLER & al., 1988), durant la période de dépôt des formations du Kareem et du Belayim. Seule l'extrémité sud du Golfe est encore le siège d'une subsidence active. MORETTI & COLLETTA (1987); BAYER & al. (1988) ont montré par une étude de terrain de la région du Midyan dans le coin nord-ouest de la plaque Arabe, le long du Golfe d'Agaba que le mouvement de la faille du Levant était postérieure aux dépôts du Kareem à la limite entre Serrallien et Langhien (14 Ma). Ce mouvement peut donc avoir commencé entre 14 et 5 millions d'années, par conséquent les 105 km de déplacement sénestre observés par QUENNELL (1959) et GARFUNKEL (1981) le long de la faille du Levant sont postérieurs à 14 Ma. D'autre part, les 40 derniers kilomètres sont datés du Plio-Pléistocène et sont responsables du mouvement d'ouverture dans le Golfe d'Agaba (GARFUNKEL, 1981). La vitesse du mouvement durant les derniers 5 Ma est en moyenne de 8 à 9 mm/a. A cette vitesse les 105 kilomètres de déplacement auraient été produits depuis 12 à 13 Ma, ce qui correspond bien aux données de BAYER et al. (1988). Enfin, au Miocène moyen et supérieur le Golfe de Suez est soumis à une extension de

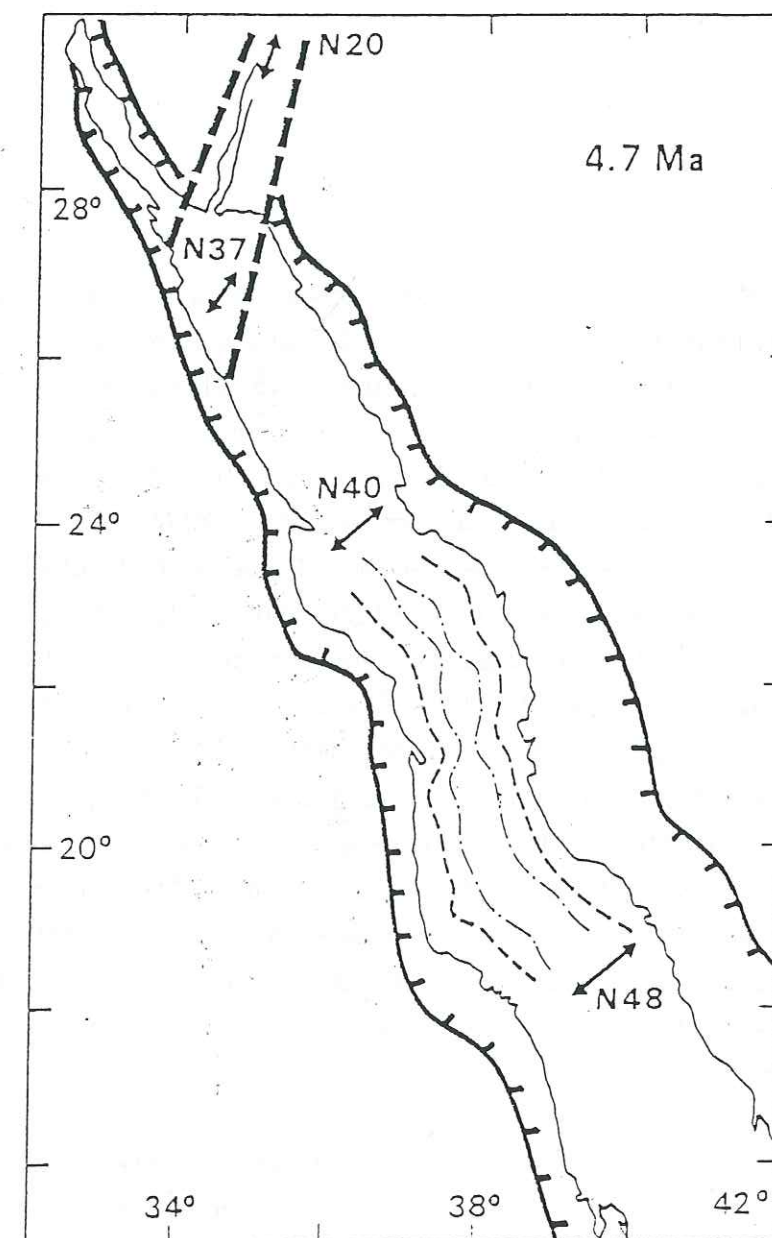


Fig. 2-18: Reconstruction cinématique de la Mer Rouge il y a 4,7 Ma. Les flèches indiquant la direction du mouvement sont proportionnelles à sa quantité
d'après J.M. GAULIER & X.LE PICHON, 1987

direction NE-SW qui correspond à la phase principale de la formation de ce bassin. Le mouvement sénestre le long du Golfe d'Agaba commence dès le Miocène supérieur. Au cours du Plio-Quaternaire, le mouvement d'ouverture dans le Golfe de Suez est arrêté tandis que la structure du Golfe d'Agaba reste active jusqu'à l'Actuel (J. CHOROWICZ et N. LYBERIS, 1987 - LYBERIS, 1988).

EN CONCLUSION, l'ouverture de la Mer Rouge et la séparation de l'Arabie d'avec l'Afrique apparaissent comme le moteur fondamental. En effet, l'Anatolie est située à la fois face à la plaque africaine et à la plaque arabe. Tant que l'Arabo-Afrique constitue une plaque unique, la poussée est aussi forte sur l'Est et sur l'Ouest de l'Anatolie, d'où le régime tectonique assez régulier (H. BERGOUGNAN et al. 1975). Par contre, depuis l'ouverture de la Mer Rouge qui débute au Miocène, l'Arabie s'est avancée vers le Nord de 100 km de plus que l'Afrique, comme en témoigne le décrochement sénestre du Levant. L'Arabie pousse maintenant plus fort sur l'Est de l'Anatolie que ne le fait l'Afrique sur l'Ouest. Aussi, cette avancée différentielle produit-elle une expulsion latérale de l'Anatolie glissant vers l'Ouest, entre la faille dextre nord anatolienne et la faille sénestre est-anatolienne, là où le serrage est moins fort, c'est à l'occasion de cette expulsion latérale que la faille nord-anatolienne abandonne son ancien trajet vers la Mer Noire par son trajet actuel vers le Nord de l'Egée (fig. 2.19), ce qui entraîne une poussée anatolienne vers l'Ouest sur l'arc Egéen et les Taurides occidentales.

La rotation de l'Arabie s'est accélérée durant le Serravalien supérieur, entre 10 et 13 Ma, cette accélération s'est accompagnée d'un changement du cadre tectonique comprenant la création de la faille du Levant et l'océanisation du Golfe et de la Mer Rouge. Cet épisode correspond dans le temps au moment où la collision entre l'Arabie et l'Eurasie s'aggrave le long de la structure de Bitlis, ceci peut expliquer la formation des failles nord et est anatoliennes à cette même époque de la fin du Serravallien (SENGOR et al., 1985).

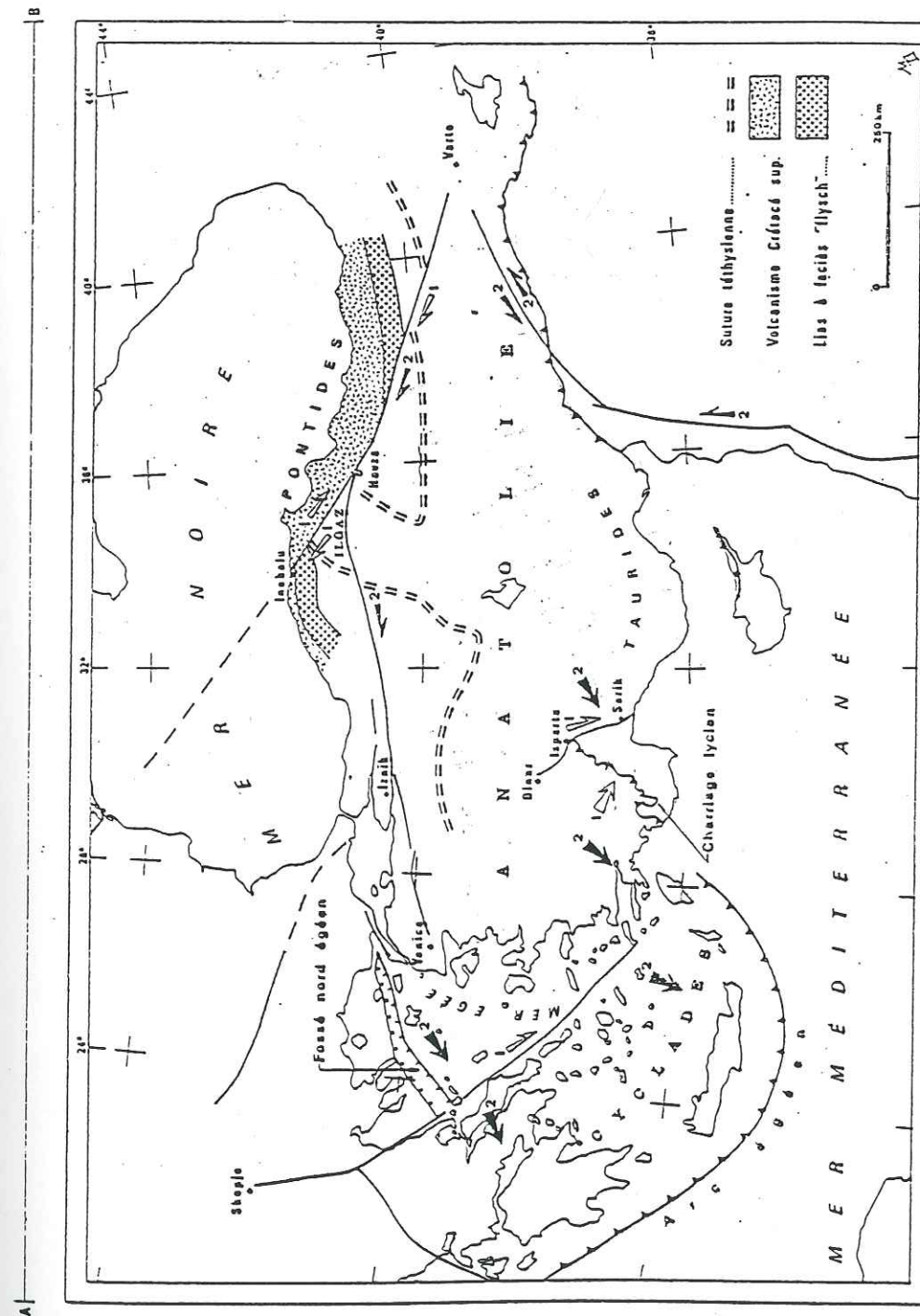


Fig. 2.19: La ligne de Tornquist qui tranche le Craton européen. De même, il s'aligne vers le Sud-Ouest sur le Décrochement du Zagros. L'accident Iznik-Havza, qui reprend une ancienne direction pontique est-ouest montre un décrochement de bien moindre importance. D'après H. BERGOUGNAN & al., 1978

CHAPITRE 3

LA FAILLE DU LEVANT

=====

3.1 - INTRODUCTION

La faille du levant qui s'étend sur plus de 1 200 km de longueur du Golfe d'Agaba au Sud jusqu'en Turquie au Nord borde en particulier le "rift" de la Mer Morte et de la vallée du Jourdain et les dépressions du Lac Tibériade et de l'Alghab. C'est le long de ce grand système de faille que la plaque arabique se déplace vers le Nord relativement à la Méditerranée orientale. Le mouvement sur cette faille transforme l'ouverture de la Mer Rouge. Si cette faille est actuellement peu active, elle a été le siège d'une importante activité sismique au cours des temps historiques (voir Chapitre VI). Elle apparaît comme un système de faille formé de deux segments s'articulant au niveau de la vallée de la Bekaa au moyen de la faille NE-SW de Yamouné contre laquelle se développe le faisceau des plis des Palmyrides (Fig.3.1, 3.2).

3.2 - LE SEGMENT MERIDIONAL (Golfe d'Agaba, Wadi Araba, Mer Morte, Vallée du Jourdain, Lac Tibériade).**3.2.1 - Golfe d'Agaba**

Il se présente sous la forme générale d'une dépression allongée, d'une longueur légèrement supérieure à 180 km et d'une largeur moyenne de 20 km. Plusieurs fosses ont été reconnues à l'intérieur du Golfe d'Agaba où la profondeur maximale atteint 1850 m. Ce trait distingue nettement le golfe d'Agaba, du golfe de Suez où la profondeur est partout inférieure

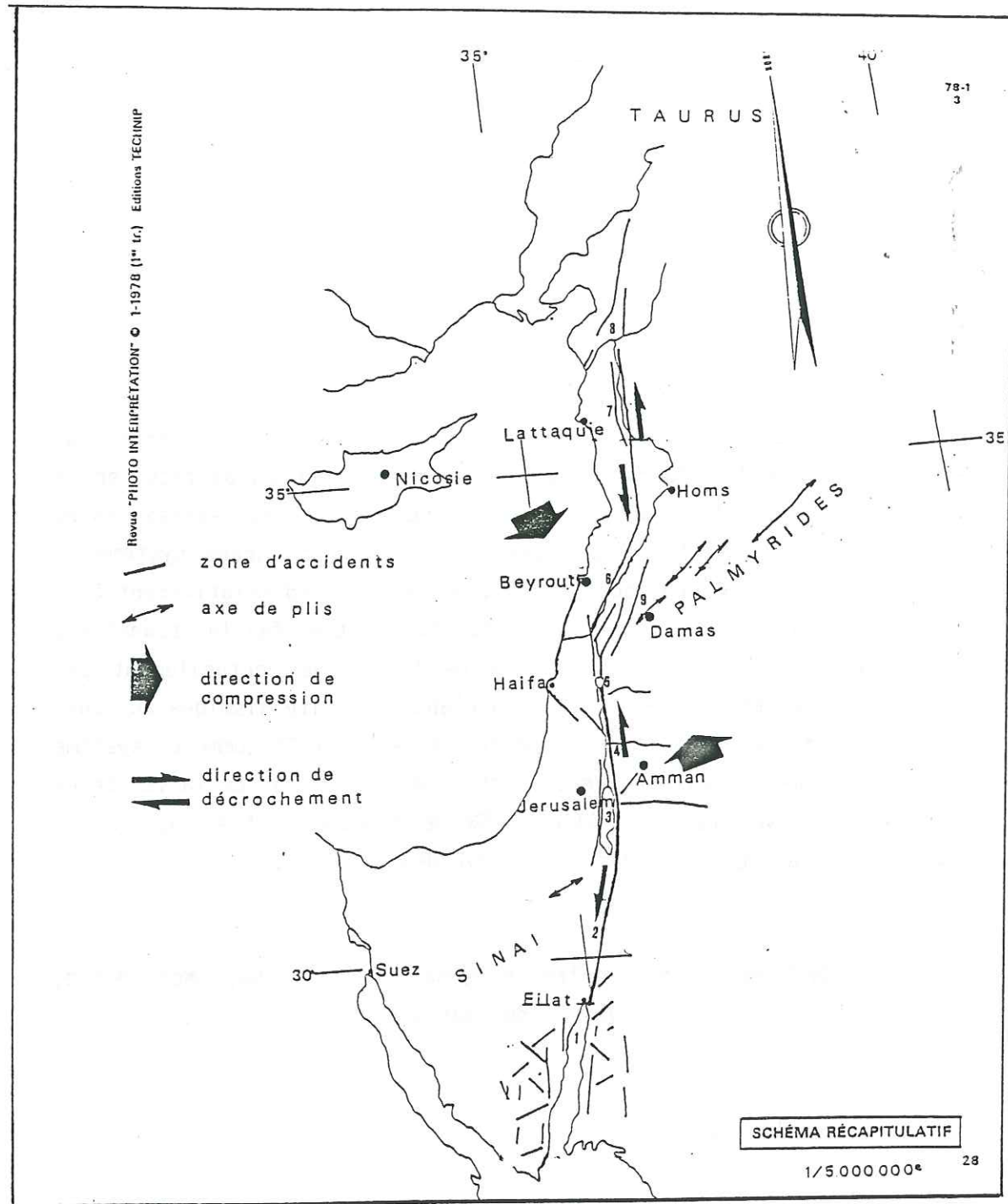


Fig. 3-1: Position du système des failles du Levant d'après l'interprétation de l'image Landsat:
 (1) Golfe d'Aqaba; (2) Wadi Araba; (3) La Mer Morte; (4) La vallée du Jourdain; (5) Lac Tibériade; (6) Yamouné; (7) Dépression d'Alghab; (9) Damas cenespalmyrides.
 D'après MASSON, 1979

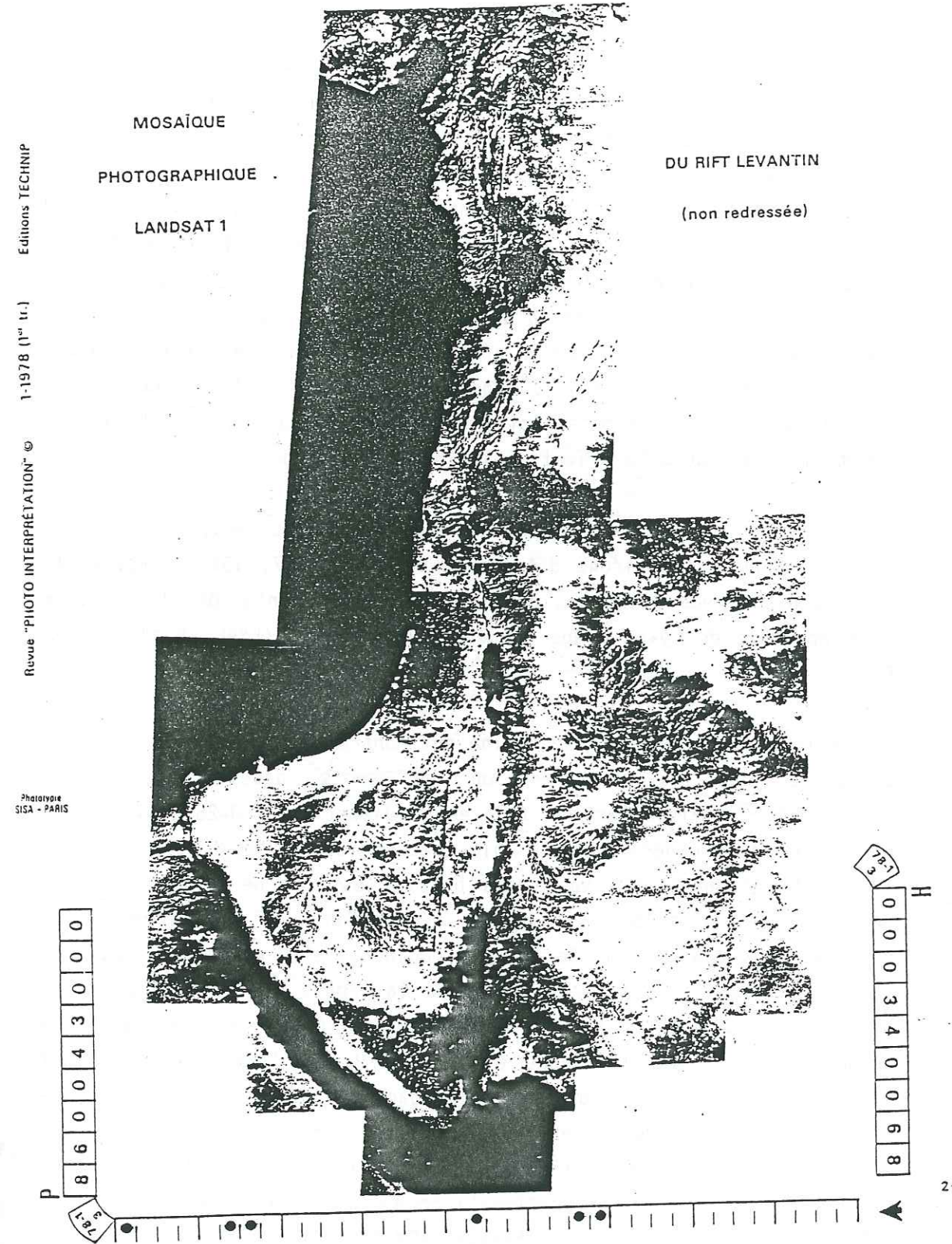


Fig. 3-2: Mosaïque photographique Landsat 1 du rift Leventin (non redressée) d'après Ph. MASSON, 1979

à 100 m (ABOU KARAKI, 1987). L'environnement géologique du golfe d'Agaba est principalement constitué par les roches du socle précambrien du bouclier Arabo-Nubien (ALMOND, 1986). La bordure occidentale du golfe est pratiquement constituée par le socle, sans l'intermédiaire d'une plaine côtière; la marge continentale est également absente (BEN AVRAHAM, 1985). L'extrémité sud de la bordure orientale du golfe est occupée par une grande plaine côtière, le centre de cette plaine est occupée par des formations d'âge quaternaire. Cependant, une large surface de cette plaine laisse affleurer des formations d'âge Miocène qui entourent des inselbergs du socle (HENRY, 1985). L'altitude moyenne dans la zone de la bordure occidentale (côté Sinaï) est de l'ordre de 500 m alors que du côté oriental elle atteint 1000 m.

Le volcanisme ancien, de type acide, basique ou intermédiaire est très abondant dans les environs d'Agaba (DUBERTRET, 1967, 1970). Cependant, le volcanisme récent est peu développé du côté oriental où il se limite à un ensemble de dykes d'âge Miocène (18 à 22 Ma) (EYAL et al., 1981) (Fig. 3.3).

Les données de la géophysique marine ont montré que le golfe d'Agaba est constitué par la juxtaposition de trois bassins losangiques (pull-apart), limités par des failles de direction N 20-25 E, la faille orientale étant généralement la plus active (BEN AVRAHAM et al., 1979, 1985); la longueur de chacun des bassins est proche de 40 à 45 km. L'analyse des profils sismiques de réfraction a mis en évidence un amincissement crustal sur la bordure occidentale du golfe d'Agaba. Dans la zone d'Agaba - Elat, l'épaisseur de la croûte est évaluée à 35 km; elle se réduit à 27 km au niveau de l'extrémité sud du Sinaï (à 160 km au Sud-Ouest d'Elat) (GINZBURG et al., 1979, 1981). Cet amincissement serait la conséquence d'intrusions dans la croûte inférieure de matériaux provenant du manteau supérieur. Le golfe d'Agaba se trouverait donc à l'état actuel dans un stade semblable au stade initial d'ouverture de la partie méridionale de la Mer Rouge (GINZBURG et al., 1981). Les mesures de flux de chaleur (BEN AVRAHAM, 1985) sont en accord avec un amincissement crustal. Ces mesures marquent une décroissance régulière du Sud au Nord du golfe d'Agaba, passant d'une valeur moyenne

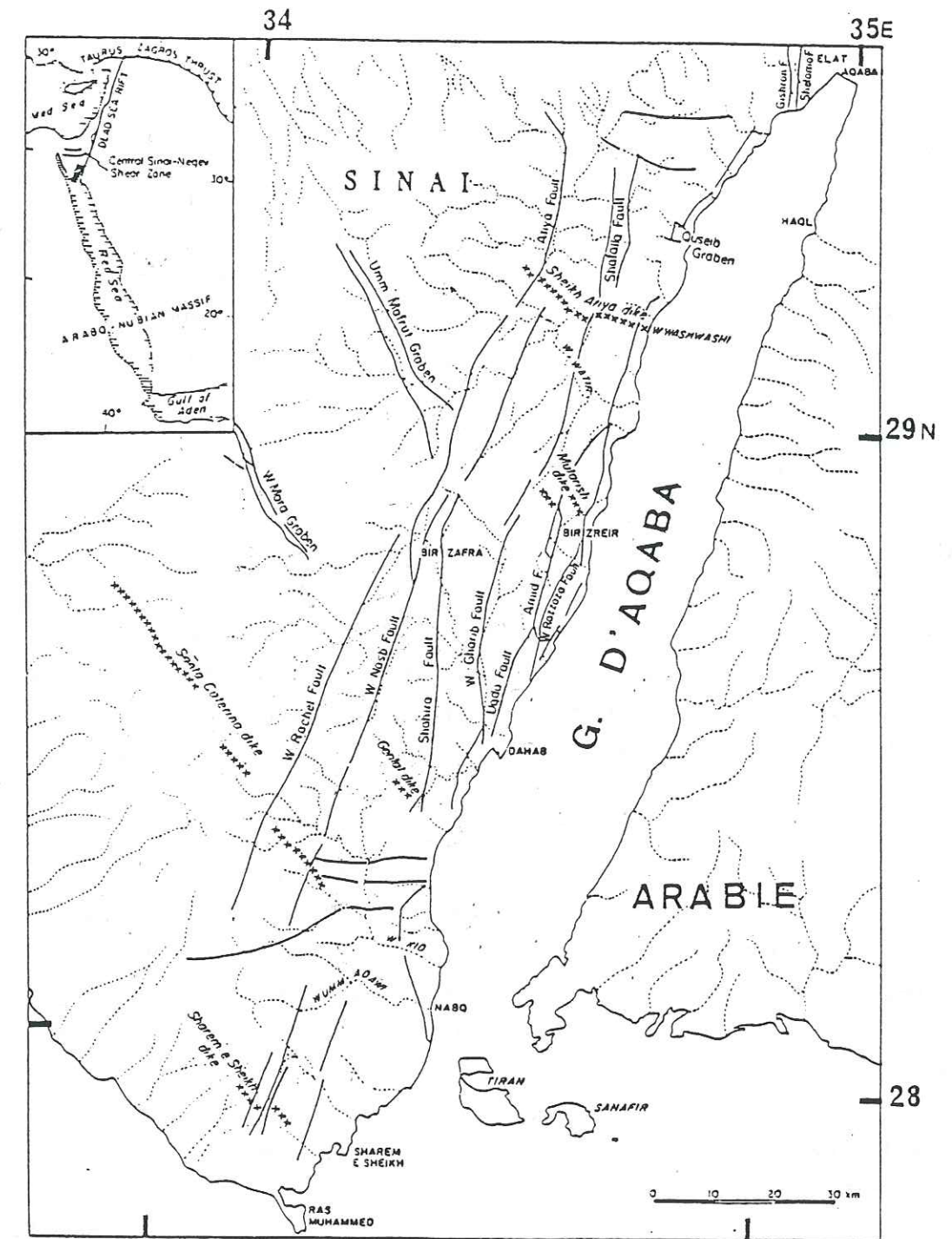


Fig.3-3: L'ensemble des dykes volcaniques du Sinaï oriental figurés par des croix. Les failles majeures dans ce secteur sont également représentées (par des traits) - Remarquez les décalages généralement sénestres des dykes qui sont traversés par les failles, d'après EYAL & al. (1981)

de 78 mW/m² dans la zone sud à une valeur moyenne de 66 mW/m² au centre pour atteindre enfin une moyenne de 54 mW/m² dans la zone nord. Les anomalies magnétiques n'apportent pas d'arguments en faveur de l'idée de trois bassins (pull-apart). Néanmoins, le fait qu'aucune anomalie magnétique ne s'étende d'un côté à l'autre du golfe est un indice en faveur d'une tectonique décrochante bien établie par ailleurs (BEN AVRAHAM, 1985). Les analyses du champ de gravité dans ce secteur indique des anomalies dans la croûte, la couverture sédimentaire aurait une épaisseur inférieure à 2 km au niveau du bassin central du golfe d'Agaba, alors qu'elle atteint 5 km pour les bassins sud et nord (BEN AVRAHAM, 1985).

3.2.2. Wadi Araba

Cette zone s'étend de l'extrémité nord du golfe d'Agaba à la pointe sud de la Mer Morte (Fig. 3.1). Le Wadi se présente sous la forme générale d'une dépression allongée de 174 km de longueur et d'une largeur variable entre 9 km au NNE d'Agaba, et 25 km à proximité de la Mer Morte.

Géologiquement, la bordure orientale se distingue par des affleurements de socle d'âge Précambrien appartenant à la marge nord du Bouclier Arabo-Nubien (JARRAR et al., 1983). Ces affleurements sont visibles au-dessus du golfe d'Agaba et s'enfoncent vers le Nord sous les formations de la couverture sédimentaire dont l'âge est évalué du Cambrien au Crétacé depuis le Sud jusqu'au Nord (DUBERTRET, 1967).

Le volcanisme cénozoïque est absent à l'intérieur de la dépression. Des occurrences volcaniques existent dans une zone d'une largeur de 20 km et d'une longueur de 110 km. Les corrélations stratigraphiques (BENDER, 1974) et les datations K/Ar (BARBERI & al., 1975) ont donné des âges pléistocènes moyen à plus récent. BENDER (1974) et HENRY (1985) ont décrit toutes les failles visibles en surface, sans insister particulièrement sur leur éventuelle activité. D'après ABOU KARAKI N. (1987), il y existe au moins deux types de failles actives dans ce secteur, situées soit à la bordure orientale du Wadi Araba, soit à

l'intérieur du Wadi.

3.2.3 - La Mer Morte

Elle est limitée au Sud par le Wadi Araba et au Nord par la vallée du Jourdain (fig. 3.4). Cette structure est remarquable en ce qu'elle représente la dépression d'altitude la plus basse du globe (DUBERTRET, 1967). Le plan d'eau est actuellement au niveau de -402 m et couvre une surface approximative de 800 km² (ABED, 1983). La dimension du bassin est de 110 km de longueur sur 16 km de largeur et de 8 à 10 km de profondeur (BRINK et al., 1989).

Le bassin de la Mer Morte est un bon exemple de bassin de type pull-apart (fig. 3-5) tant à cause de ses dimensions, que de sa structure simple et de subsidence encore active. La figure 3.5 montre un modèle des développements des bassins de pull-apart.

Une série de dépressions se forme et elles s'élargissent avec le temps (a et b), tandis que des blocs en échelon se déplacent en directions opposées. Les dépressions finissent par ne former qu'un large bassin (c et d) et les failles en échelon apparaissent comme des failles transversales au sein du bassin (AYDINO & NUR, 1982) (fig. 3.5.A.).

Sur B une extension nord-sud asymétrique au sein de la croûte génère une flexure sur la bordure nord du bassin et un basculement vers le Sud (Fig. 3-5 B) (MANSPEZER, 1985). Les manifestations volcaniques récentes sont absentes du côté ouest et relativement abondantes sur la bordure orientale. Elles sont d'âge Quaternaire très récent, de type alcalin (QUENNELL, 1958; BENDER, 1974; BARBERI & al., 1975, EL ISA, 1983; GIANNERINI, 1988).

La structure interne de la Mer Morte schématisée (fig. 3.6 et 3.7) montre que les parties sud et centrale du bassin sont divisées en segments de 20 à 30 km par des failles transversales (fig.3.6) dont l'activité a commencé à partir du Pléistocène, donc longtemps après la

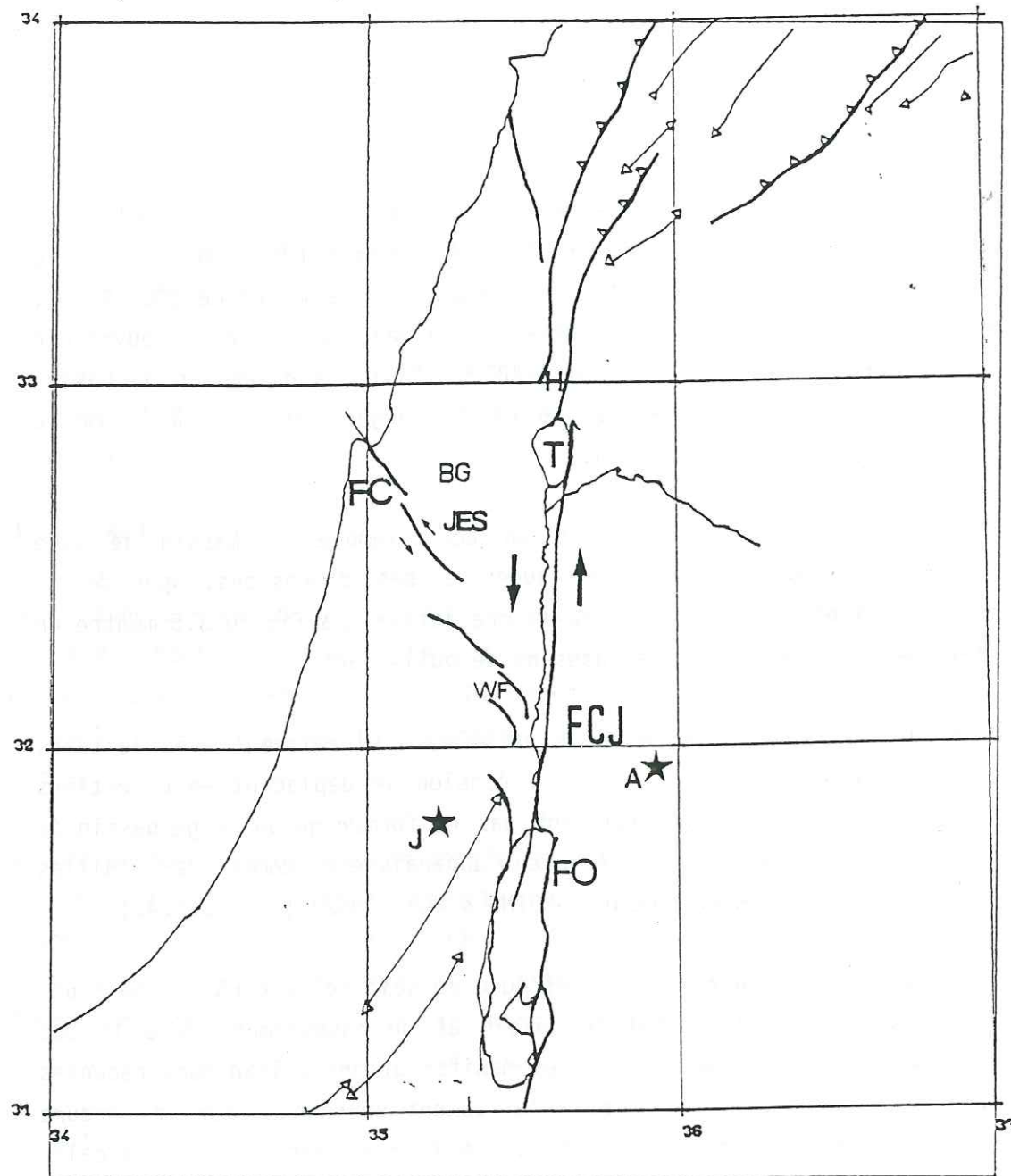


Fig. 3-4: Secteur de la vallée du Jourdain et de la Mer Morte
 FO: faille de la bordure orientale de la Mer Morte
 FCJ: la faille centrale de "Jericho"
 WF: Zone de Wadi El Faria - FC: failles de Carmel
 JES: La vallée de Jesreel - BG; La Basse Galilée
 T: Lac Tibériade; h: zone du Lac Houle; A: Amman
 J: Jérusalem
 D'après ABOU KARAKI N., 1987

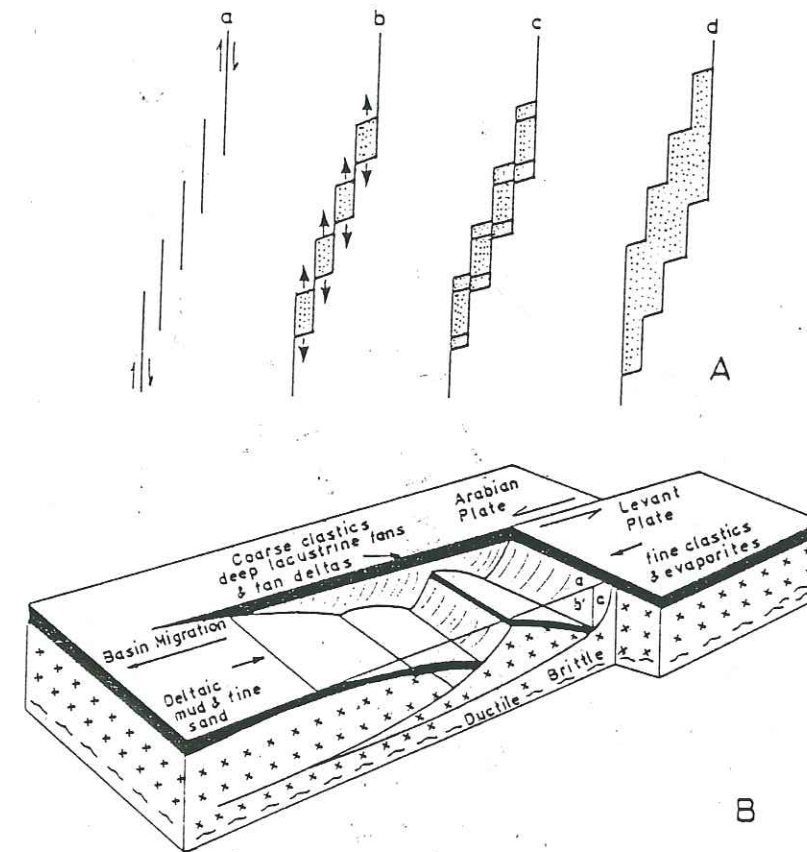


Fig. 3-5 : montre la formation de la Mer Morte de type pull-apart d'après ARBENZ (1984) modifié par MANSPERZER (1985)

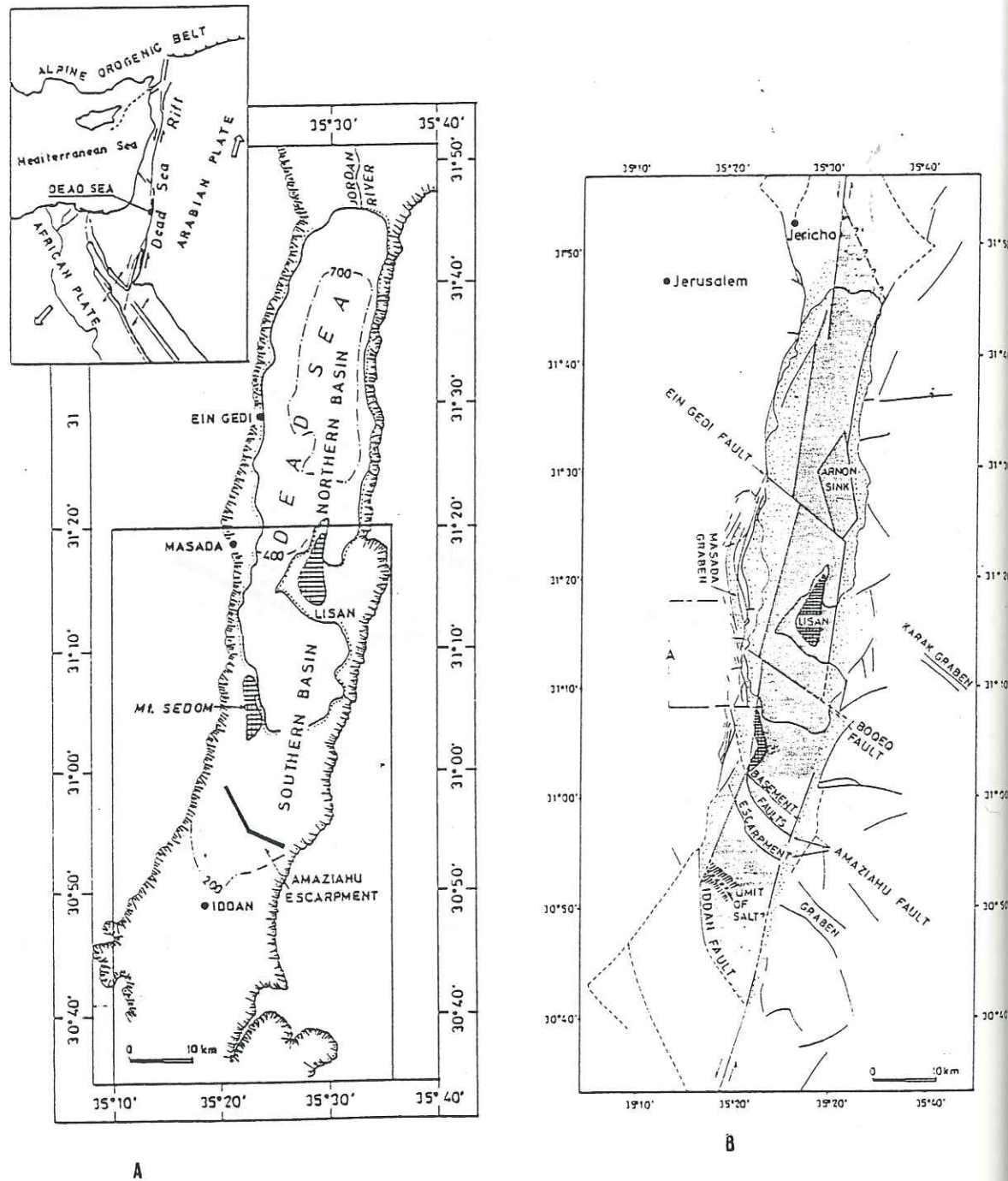


Fig. 3.6:

A: Carte du bassin de la Mer Morte. La partie nord du bassin a une altitude de -400m et est occupée par un lac (la Mer Morte). Les lignes hachurées indiquent les escarpements topographiques de quelques centaines de mètres qui déterminent le bassin. Les zones grillagées indiquent des diapirs de sel. La partie encadrée où le bassin est localisé au sein du système de failles de décrochement.

B: Montre les éléments structuraux du bassin

A et B d'après BRINK & al., 1989

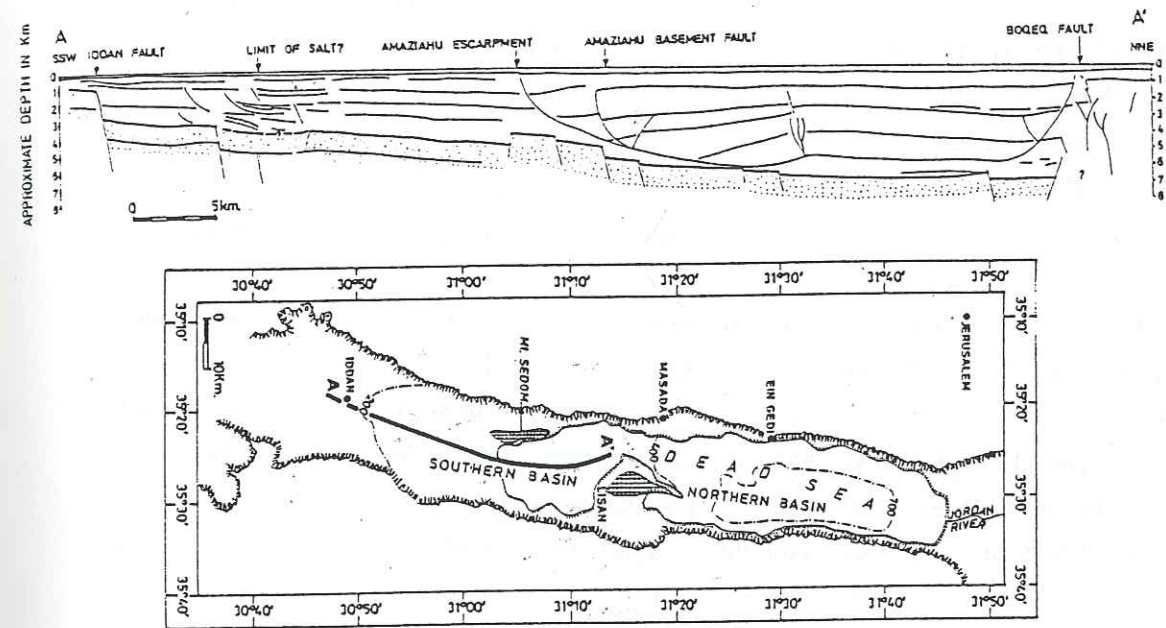


Fig. 3-7 : Montre la structure suivant l'axe longitudinal du bassin. Le substratum est en pointillés D'après BRINK & al., 1989

formation du système de faille de la Mer Morte (fig. 3.7). Cette activité a migré peu à peu vers le Nord (BRINK & BEN AVRAHAM, 1989).

La sédimentation clastique et évaporitique d'âge pélistocène à récent a accumulé une dizaine de kilomètres de sédiments au niveau du bassin nord (fig. 3.6). Ce bassin est dissymétrique plus profond au niveau de la bordure orientale. Le diapir de la péninsule de Lisan est probablement le plus étendu ($7 \times 20 = 140 \text{ km}^2$), un autre diapir forme le mont Sedom (ZAK, 1978; ZAK & al., 1980). Ce diapir est limité par des failles.

Les failles actives dans le secteur de la Mer Morte sont celles qui marquent les bordures de la dépression. La faille orientale est encore celle qui a l'activité la plus évidente. L'interprétation actuellement admise pour la Mer Morte est un comportement en décrochement sénestre, éventuellement avec une légère composante distensive (QUENNELL, 1958; BEN MEAHEM & al., 1976; GARFUNKEL & al. 1981; GARFUNKEL, 1984; ARICH & al., 1982; SCHUBERT & al., 1985; EL ISA & al., 1986)..

3.2.4 - La vallée de Jourdain

Elle forme la continuité septentrionale de la Mer Morte. Elle garde la direction générale N 10° à 12°E, ainsi que son aspect de dépression. La partie de la vallée du Jourdain située entre la Mer Morte et le Lac Tibériade étant entièrement sous le niveau moyen de la Méditerranée (cote - 202 m dans la zone de Tibériade).

Contrairement à ce qu'on observe dans la zone active de Wadi Araba, le volcanisme alcalin récent existe à l'intérieur de la vallée du Jourdain, entre la Mer Morte et le lac Tibériade (QUENNELL, 1958; BENDER, 1975).

Les failles actives dans cette zone ne se limitent pas à la partie centrale, il y a en effet des failles actives sources de risques sismiques. L'épicentre déterminé par l'ISS (International Seismological Summary), place en effet le tremblement de terre instrumental le plus destructeur (11 juillet 1927, magnitude 6,25) sur la trace de la faille

centrale de Jericho (fig. 3.4).

A partir des analyses des ondes de surface, provenant de cinq sismogrammes relatifs au séisme de 1927, BEN MENAHEM et al. (1976) ont déduit des caractéristiques pour cette faille. Le résultat le plus important de ces analyses en matière de signification tectonique est le mécanisme au foyer en décrochement sénestre pur, en total accord avec le contexte tectonique. Par ailleurs, la longueur de la rupture est estimée à 45 km sur 10 km de profondeur et le glissement sismique à $40 \pm 10 \text{ cm}$ lors de ce séisme (BEN MENAHEM et al., 1976).

Finalement un taux de glissement sismique de 3 mm/an a été associé à cette faille (BEN MENAHEM 1976). Les appréciations qualitatives du degré de risque sismique que représente cette faille divergent considérablement. Selon BEN MENAHEM & al. (1982) c'est la faille qui doit être associée au plus grand degré de risque sismique dans la zone. En revanche, dans la mesure où le tremblement de terre de 1927 serait dû à cette faille, ROTSTEIN & ARICH (1986) considèrent que la zone représente un faible risque sismique pour les décennies à venir.

3.3 - LE SEGMENT SEPTENTRIONAL

3.3.1 - Introduction

Le segment septentrional est un secteur intensément déformé. On ne dispose, à l'heure actuelle, que de peu d'informations récentes sur de larges zones de ce secteur clef, tel par exemple la chaîne des Palmyrides. Les principaux travaux sur cette zone sont les contributions géologiques de DUBERTRET (1927 à 1972), ainsi que l'analyse de photographies aériennes ou des imageries spatiales (GARFUNKEL & al., 1981; HIJAZI, 1982; MASSON, 1978 à 1983; ABOU KARKI, 1987 et GIANNERNI, 1988).

La région située entre le Lac Tibériade et le Lac Houlé (fig. 3.4) constitue une zone de transition où l'on passe de la tectonique relativement simple liée à la faille centrale de la vallée du Jourdain à la complexité résultant de l'éclatement de celle-ci en faisceau de failles décrochantes plus ou moins associées à des composantes inverses. Les lacs de Tibériade et de Houlé limités à l'Est et à l'Ouest par des failles décrochantes sénestres en échelon, sont des pull-aparts résultant de l'action conjuguée des failles sur leurs bordures (GARFUNKEL & al. 1981; GINZBURG et al. 1986). Néanmoins, c'est sur la faille orientale que le mouvement est le plus important comme en attestent les données de la bathymétrie du Lac Tibériade (BEN AVRAHAM & al., 1986). Le secteur Tibériade-Houlé sépare dans le sens est-ouest les hauteurs du Golan et le plateau volcanique, d'âge Miocène à très récent de Haurane, de la zone montagneuse culminant à 1200 m de la haute Galilée sud Liban. Celle-ci est entaillée de vallées associées à des failles normales particulièrement nombreuses dans la direction E-O (ROTSTEIN & al., 1981; BALLESTRACCI, 1985) alors que les alignements des fissures et des appareils volcaniques récents associés sont orientés NNW-SSE sur la marge orientale du diapositif Tibériade/Houlé.

La figure 3.8 montre un schéma carte graphique permettant de situer les éléments. Nous allons évoquer leurs structures et les activités de ces failles.

3.3.2 - La faille de Roum (Fig. 3.8)

Il existe une certaine incertitude sur le tracé exact de cette faille, sur son rôle et sur sa sismicité. Elle a été qualifiée actuellement de non active par RICHARDSON & al. (1976) jouant un rôle mineur pour GARFUNKEL et al. (1981).

Cette faille a été activée lors du séisme destructeur du 16 mars 1956, le tracé des rivières du Litani et du Zaharni paraît indiquer un déplacement sénestre de plusieurs kilomètres en traversant la faille. Celle-ci est marquée par un escarpement supérieur à 500 m, le

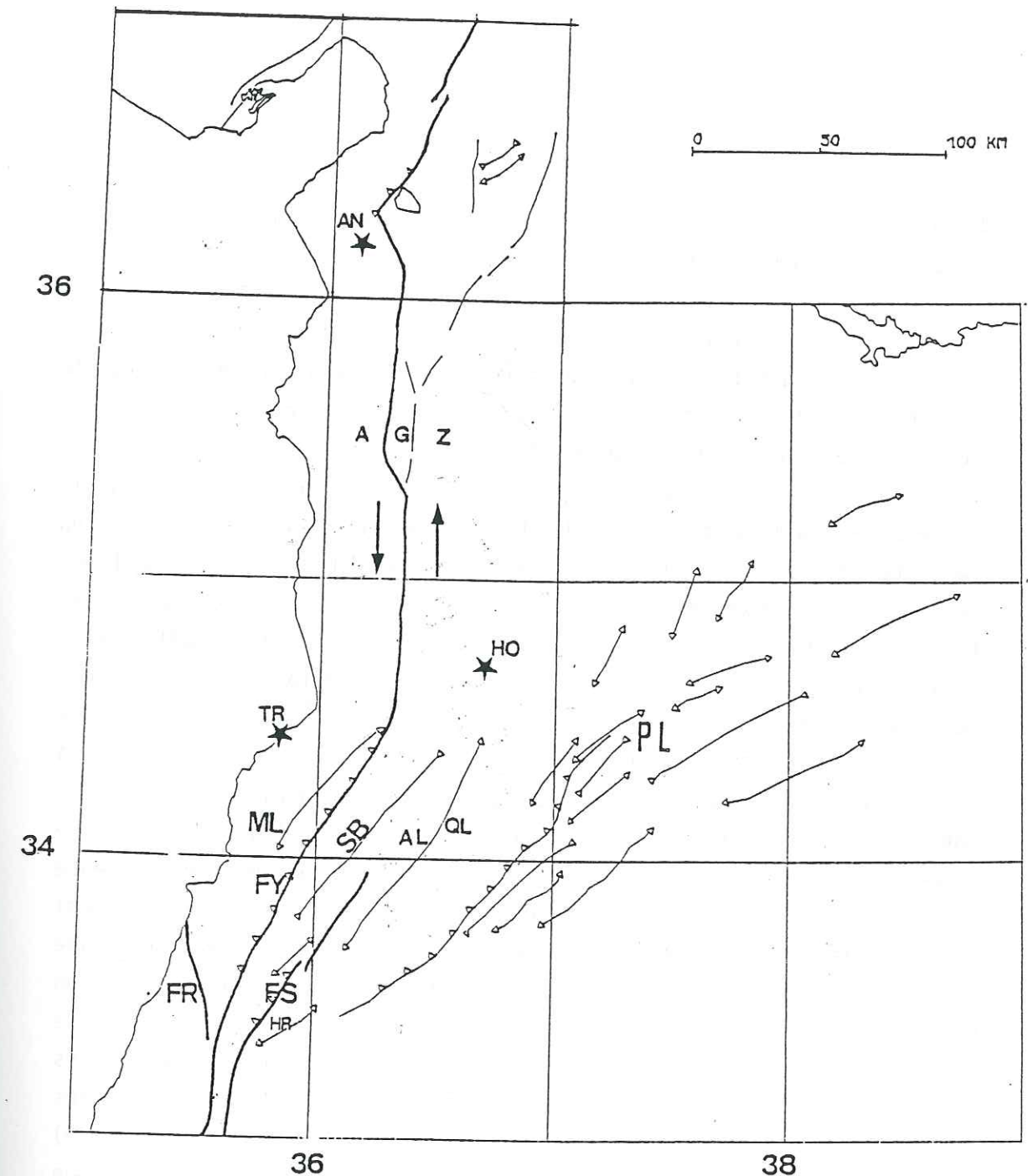


Fig. 3-8: Secteur septentrional

- FR: La faille de Roum
- FY: La faille de Yamoume
- FS: La faille de Serghaya
- SB: Synclinal de La Bekaa - HR: Le Mont Hermon
- ML: Zone du Mont Liban - QL: Qualamoun
- AL: Zone du Mont Anti-Liban - A G Z: Alaouit - ALghab - Zawiye
- PL: La zone des plis palmyriens
- TR: Tripoli - HO: Homs - AN: Antioche

compartiment élevé étant à l'Est (GARFUNKEL et al., 1981).

3.3.3- La faille de Yamouné (Libano-Syrienne)

La faille de Yamouné (Fig. 3.8) apparaît comme la plus évidente et sismiquement la plus importante.

La faille de Yamouné relie la vallée du Jourdain au système Liban-Bekaa-Anti-Liban. Elle constitue le prolongement de la faille orientale de la zone de Houlé et garde la même direction que celle-ci sur une distance de 30 km, puis elle tourne à droite vers le NNE; son azimut diverge de 30° par rapport à celui qui présente généralement le système des failles du Levant. Un tel changement de direction, dans un contexte de décrochement sénestre est générateur de déformations compressives importantes qui se matérialisent bien au niveau des massifs faillés du Liban et de l'Anti-Liban (QUENNELL, 1959; GARFUNKEL & al., 1981). L'obliquité de la faille de Yamouné incompatible avec la stricte déformation des failles transformantes a conduit QUENNELL (1983) à de nouvelles propositions qui le conduisent à considérer que la transformante du Levant se termine dans la zone de Houlé. En effet, les données de la géologie de terrain dans le secteur oblique de la faille principale de Yamouné ne permettent pas de mettre clairement en évidence des décalages tels que ceux visibles ailleurs sur les secteurs central et méridional du système du Levant (ABOU KARAKI, 1987). Ce type d'évidences n'apparaît que lorsque la faille reprend une direction méridionale. En particulier, 8 à 9 km de décalage sénestre à travers la faille sont visibles dans la série basaltique de Homs, l'âge de ces formations volcaniques étant supposé similaire à celui des basaltes situé au niveau des hauteurs du Gaulan - Lac Tibériade (Pléistocène) (GARFUNKEL & al., 1981; GIANNERINI, 1988), en concluant que le taux de décrochement sénestre récent accommodé par la faille est de l'ordre de 5 à 10 mm/an (similaire au taux proposé par les mêmes auteurs, pour les secteurs de la vallée du Jourdain et du Wadi Araba).

Les structures se compliquent de plus en plus au fur et à mesure que

l'on progresse de Houli vers le Nord. Une importante partie de la déformation a lieu dans les structures compressives de La Galilée et des montagnes libanaises (LE PICHON & al., 1978) et au niveau des Palmyrides (MASSON, 1983). Les structures libanaises qui sont représentées par le système Liban - Bekaa et Anti Liban sont essentiellement décrites d'après DUBERTRET (1947, 1967) toujours à l'aide de la figure (3.8).

3.3.3.1 - Le système Liban - Békaa - Anti-Liban

Cet ensemble constitue un système tectonique intensément déformé, faillé et compartimenté. En simplifiant, le schéma tectonique est celui de deux anticlinaux (Liban - Anti Liban), séparés par une structure synclinale, la plaine de la Békaa. La direction générale de cet ensemble dissymétrique dans le détail est NNE-SSO à NE-SO. Le tout fait partie d'un ensemble de massifs montagneux et de dépressions qui s'organisent parallèlement aux failles; les massifs ont 150 à 200 km de longueur et 20 à 22 km de largeur.

L'anticlinal du Liban est limité à l'Est par la faille de Yamouné, le rejet vertical de celle-ci varie de 400 à 2000 m, un rejet comparable existe à la limite ouest de l'anticlinal du Liban qui culmine dans sa partie septentrionale à 3100 m, la partie méridionale est tectoniquement plus basse de 750 m. Ce rejet s'établit au moyen d'un système complexe de failles situées dans la zone de la latitude de Beyrouth. On souligne l'existence d'un accident transversal qui divise le Liban en son milieu. Cet accident infiniment compliqué "se décompose en un écheveau inextricable de failles, dont il est difficile de dire lesquelles sont primordiales et lesquelles secondaires" (DUBERTRET, 1947). Cette remarque traduit l'intensité de la déformation dans ce secteur.

Immédiatement à l'Est de l'anticlinal du Liban et séparé de celui-ci par la faille de Yamouné, se trouve la plaine alluviale de la Bekaa. Il s'agit d'une dépression encaissée entre l'Anti-Liban et le Liban. Le synclinal de la Békaa occupe dans ses

parties septentrionales et centrales le fond du compartiment affaissé entre deux failles, Yamouné d'une part et Serghaya d'autre part, les deux failles ont des rejets équivalents.

La partie sud de la Békaa est occupée par le monoclinale Hermon, ce monoclinale qui culmine à 2814 m est cassé et marqué par des failles à sa retombée vers le SE.

3.3.3.2 - Massif de Homs - Rift d'Al Ghab - Taurus

La zone faillée reprend une direction N.S près du massif basaltique Pliocène supérieur de Homs qu'elle cisaille de façon sénestre avec un rejet horizontal de 8 à 9 km environ; plus au Nord le décrochement N.S unique s'ouvre par l'intermédiaire d'accidents conjugués transversaux associés à des failles normales subméridiennes formant le fossé d'Al Ghab comme cela apparaît sur la carte des anomalies gravimétriques (fig. 3.9). Cette structure d'effondrement montre un remplissage détritique pliocène et quaternaire auquel est associé, près d'Al Bara, un volcanisme fissural basaltique (fig. 1.2).

Ce système est semblable par beaucoup d'aspects à celui du Liban-Békaa, Anti Liban. Ici le système s'appelle Massif Alaouite Al Ghab-Djebel Zawaiyé, les cotes s'établissent dans ce secteur à 1562, 170 et 721 m respectivement, le Al Ghab étant, comme la plaine de la Békaa, encadré par des failles qui limitent les deux massifs.

On note ici que la surface structurale du Jurassique se situe à 1560 m au niveau du Massif Alaouite et se retrouve à Al Ghab à 1500 m plus bas (DUBERTRET, 1967).

La structure redevient complexe dans la zone d'Antioche, plus au Nord le système de la faille du Levant disparaît au contact de la région plissée du Taurus contre la zone décrochante sénestre N 170°E de Latakia (GIANNERINI, 1988).

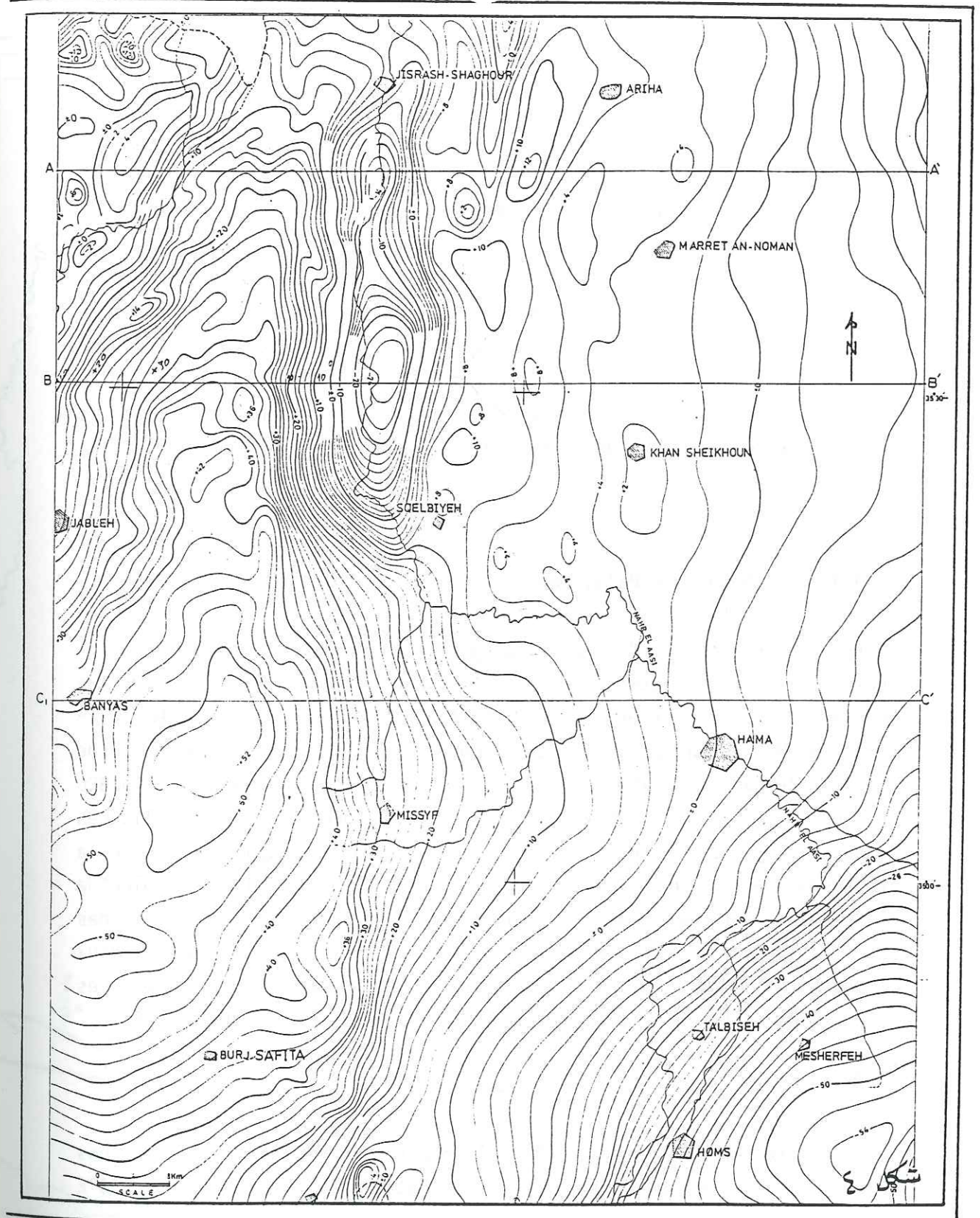


Fig. 3-9: Carte des anomalies gravimétriques du fossé d'Al Ghab d'après M. OTAKI, 1978

L'ensemble des failles subméridiennes du secteur septentrional montre un caractère décrochant sénestre net (MASSON et al., 1982), toutefois les segments ayant une disposition oblique par rapport à la direction générale de la transformante devraient avoir une importante composante inverse, mais les données de la sismologie instrumentale susceptibles de démontrer cela sont encore à venir.

Les données de la sismicité historique seront discutées au Chapitre 6. Rappelons toutefois que l'impression immédiate que l'on peut tirer de ces données est celle d'une sismicité plus importante dans ce secteur par rapport au secteur de la Mer Morte et qu'une rupture de surface a été signalée à l'occasion du séisme de 1759.

3.3.4 - La chaîne des Palmyrides

Cette chaîne linéaire d'orientation générale SW-NE (fig. 3-10) "apparaît comme une zone poinçonnée au niveau de la zone médiane d'articulation des deux segments levantins N.S" (GIANNERINI, 1988). Elle s'étend sur près de 400 km entre la faille de Yamouné et le bassin de la vallée de l'Euphrate où elle disparaît sous le Néogène peu déformée (DJEBEL BICHRI). Les séries d'âge mésozoïques à quaternaires sont impliquées dans les plis des Palmyrides. "Les basaltes néogènes sont absents de la zone plissée à l'exception de la région de Damas où les laves du Miocène basal sont déformées dans les plis" (GIANNERINI, 1988). La chaîne des Palmyrides est subdivisée morphologiquement et structuralement en deux tronçons de part et d'autre d'une ligne E.W. Homs-Palmyre. Ces structures seront essentiellement décrites d'après GIANNERINI (1988).

3.3.4.1. Le tronçon méridional

Cette région montre la superposition de deux déformations compressives successivement responsables de plis N. 40°E-N. 50°E et N. 80°E.

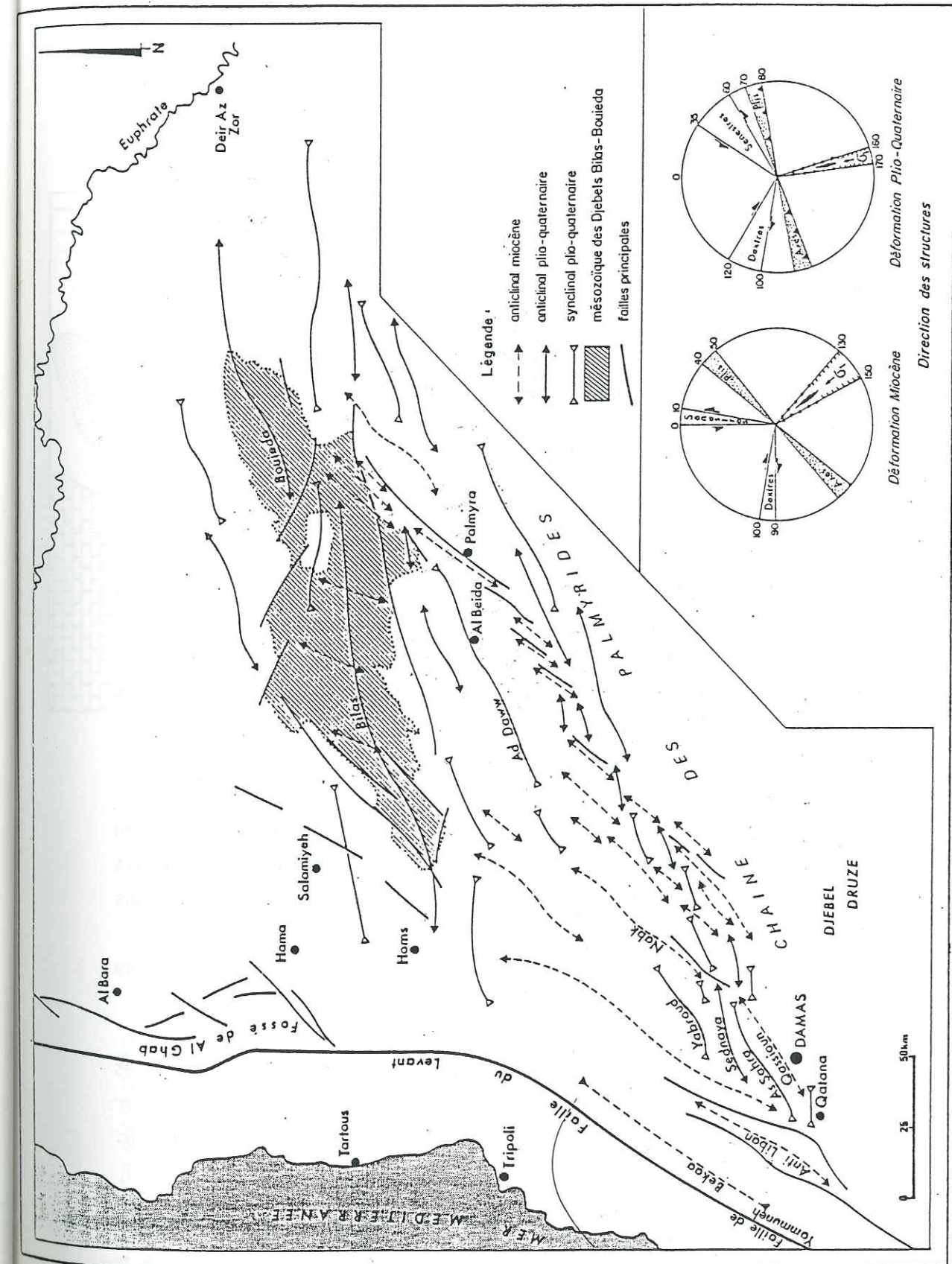


Fig. 3-10: Schéma de localisation des axes de plis dans la chaîne des Palmyrides d'après GIANNERINI (1988)

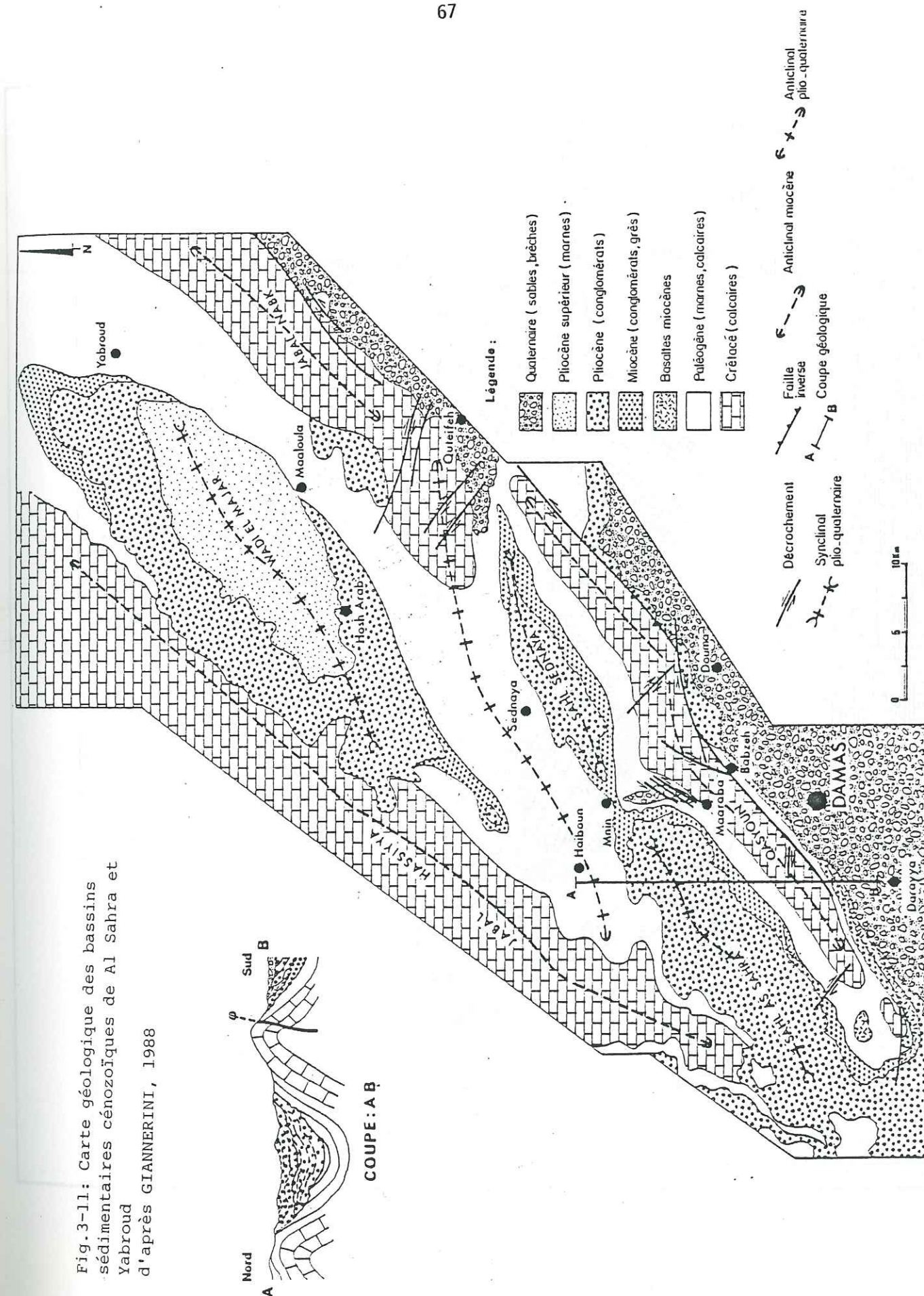
Les plis N. 40°E - N. 50°E : De Damas à Palmyre la chaîne montagneuse est constituée par une succession de plis en échelon d'axe N.E.-S.W.. Les formations crétacées et paléogènes sont ployées en anticlinaux étroits, parfois coffrés d'axes N 40°E - 50°E, en moyenne pouvant montrer localement de légers écaillages vers le S.E. Les synclinaux sont plus vastes et remplis de formations argileuses et détritiques continentales néogènes et quaternaires.

L'analyse structurale des formations miocènes permet de montrer que leur agencement géométrique et leur sédimentation au sein des synclinaux sont liés à la formation des plis NE-SW. En effet, au Nord de Damas dans le synclinal de Sahl-as-Sahra-Yabroudé, les faciès, les épaisseurs et le substratum des formations miocènes sont différents dans l'axe et sur les bordures des bassins (fig. 3.11). Dans l'axe, le Miocène moyen détritique repose sans discordance nette sur l'Eocène supérieur près des bordures anticlinales et par le jeu de discordances internes, le Miocène moyen repose sur tous les termes du Paléogène. Il montre alors des variations brusques d'épaisseur et le développement de faciès bréchiques et conglomératiques. Le Pliocène est discordant sur l'ensemble de ces formations.

De la même façon, à l'Ouest de Palmyre, le long du flanc nord du synclinal de Ad Daw, on observe tout au long du Miocène moyen des discordances qui s'accroissent et s'accompagnent de variations d'épaisseur et de faciès (fig. 3.12). La déformation compressive $\sigma_1 = N 140^\circ E - N 150^\circ E$ synsédimentaire est responsable de décrochements conjugués N-S sénestres et E-W dextres.

Les sédiments du Miocène supérieur semblent absents dans les Palmyrides. Les formations pliocènes sont discordantes sur l'ensemble et sont piégées dans des synclinaux obliques d'axe N. 80°E (fig. 3-10, 3-11, 3-12).

Les plis N. 80° E, les plis miocènes apparaissent déformés par un



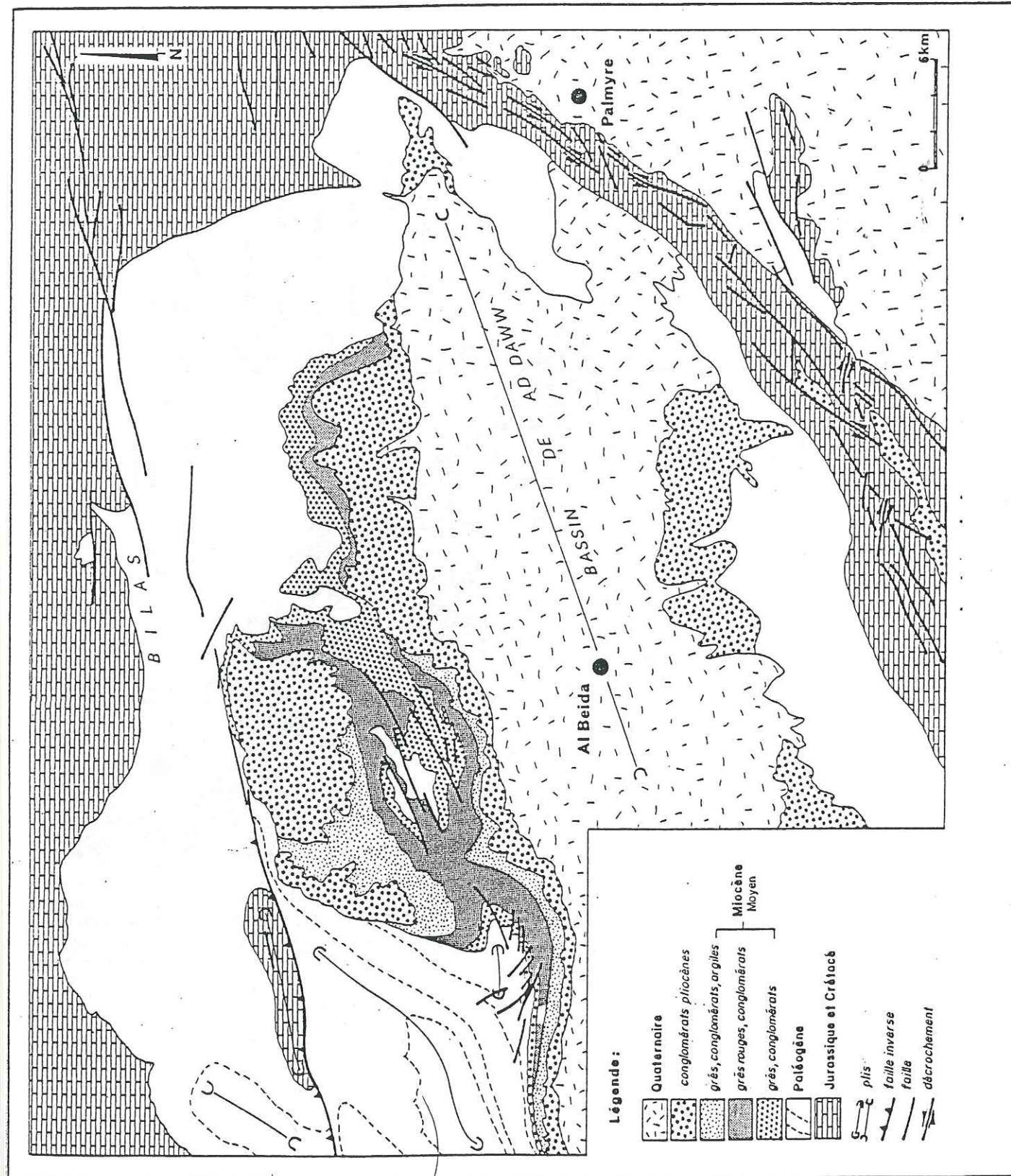


Fig. 3-12: Carte géologique de la terminaison est du bassin cénozoïque de Ad Daw
d'après GIANNERINI, 1988

plissement dont l'axe a une orientation moyenne N 80°E.

Par exemple, au Nord de Damas (fig. 3-11), le synclinal miocène NE-SW de Sahl-As Sahre-Yabroud est divisé en deux bassins échelonnés et distincts N 80°E, séparés par le large anticlinal de Sednaya de même direction. Le Pliocène conglomératique occupe ces deux structures obliques et repose en discordance sur le Miocène constituant les axes et les bordures méridionales des bassins. Sur les flancs nords l'érosion, plus forte, a permis au Pliocène de reposer en discordance sur tous les termes de la série jusqu'au Cénomani.

Dans le bassin de Yabroud, le Pliocène supérieur argileux est discordant sur le Pliocène inférieur conglomératique et vient reposer directement sur l'Eocène de la bordure, près de Malloula. Ce dispositif de discordance progressive intrapliocène, général dans les bassins palmyréens montre que la formation des plis N 80°E est synchrone, au moins en partie de la sédimentation pliocène. La compression ($\sigma_1 = N.160^\circ E - N.170^\circ E$) se caractérise également par un système de décrochements conjugués, contemporains des plissements N.80°E et qui donnent à la chaîne son architecture actuelle (fig. 3.13). Les plis NE-SW miocènes sont cisailés subparallèlement à leur axe par des décrochements sénestres N 35°E - N 60°E et par leurs conjugués dextres N.100°E - N.120°E. Les décrochements sont des répliques du décrochement de Yamouné. Les deux réseaux de décrochements conjugués donnent alors à la portion de chaîne située contre ce dernier une allure de zone poinçonnée dans un stade précoce de déformation (fig. 3.13). La déformation affecte également les terrasses alluviales quaternaires à la bordure septentrionale du bassin de Ad Waw et au Nord de Damas (vallée située entre Maaraba et Mnin (fig. 3.10). Dans plusieurs secteurs de la chaîne des Palmyrides, les sédiments quaternaires montrent des indices de déformations. En effet, à la terminaison est du synclinal pliocène du Sahl-As-Sahara, dans la vallée de Maaraba à Mnin se développe une terrasse alluviale quaternaire de

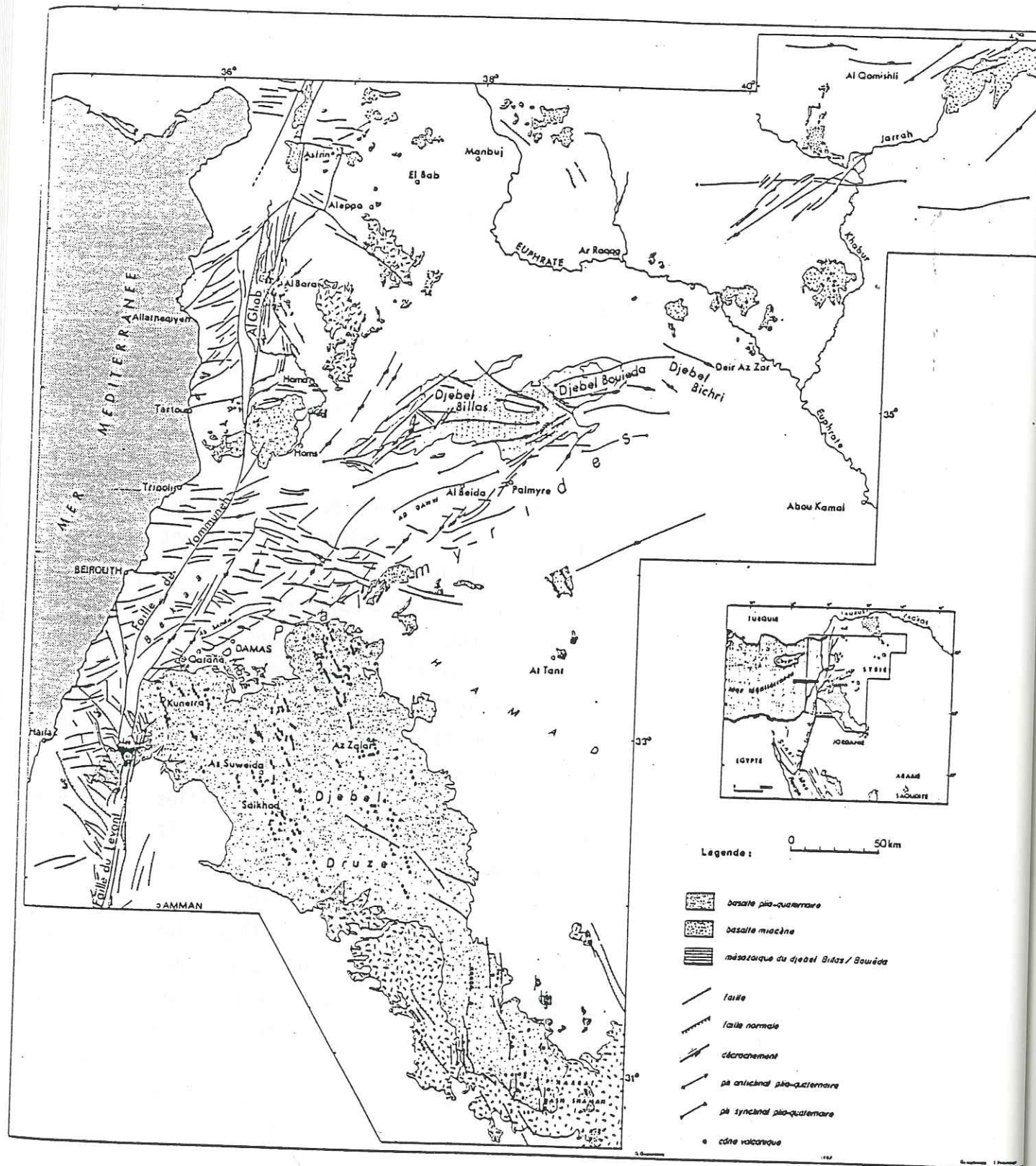


Fig. 3-13: Carte structurale de la chaîne des Palmyrides et du décrochement du Levant d'après GIANNERINI, 1988

50 m d'épaisseur, reposant en discordance sur les terrains du Paléogène et du Néogène (fig. 3.14). La déformation cisailante sénestre intra-palmyrène semble active actuellement comme le laisse penser l'étude de la sismicité. Deux séismes destructeurs peuvent être associés aux failles de cette zone d'après les données de la sismicité historique (1042 et 1086 après J.C.) en plus d'un ensemble d'évènements modérés.

3.3.4.2 - Le tronçon septentrional

Il est constitué par le système montagneux de Bilas-Bouieda (fig. 3.10 - 3.13). On y observe également la superposition de deux déformations compressives.

- La première est responsable d'ondulations NE-SW à NNE-SSW, bien marquées dans les calcaires du Crétacé supérieur.

- La seconde plus récente et mieux exprimée est responsable de la déformation de tout ce secteur en une large voûte N 80°E, soulignée par ses enveloppes périphériques paléogènes et néogènes. Cet anticlinal présente une allure sigmoïde donnée par le jeu de décrochements conjugués à N 100°E-N 110°E dextres et N 40°E-N 50°E sénestres, synchrones du plissement N 80°E. Vers le NE, les plis s'amortissent et disparaissent dans le Djebel Bichri. Au-delà de la vallée de l'Euphrate, la seconde déformation se traduit dans le prolongement NE de l'axe des Palmyrides, jusqu'en Turquie par un faisceau de décrochements NE-SW, sénestres liés à des plis E-W en échelons. Au NW, près de la faille du Levant (Homs-Al Bara), les plis N 80°E sont absents et les séries plio-quaternaires sont déformées par les mêmes décrochements et des failles normales synchrones N 160°E N.S. (rift d'Al Ghab).

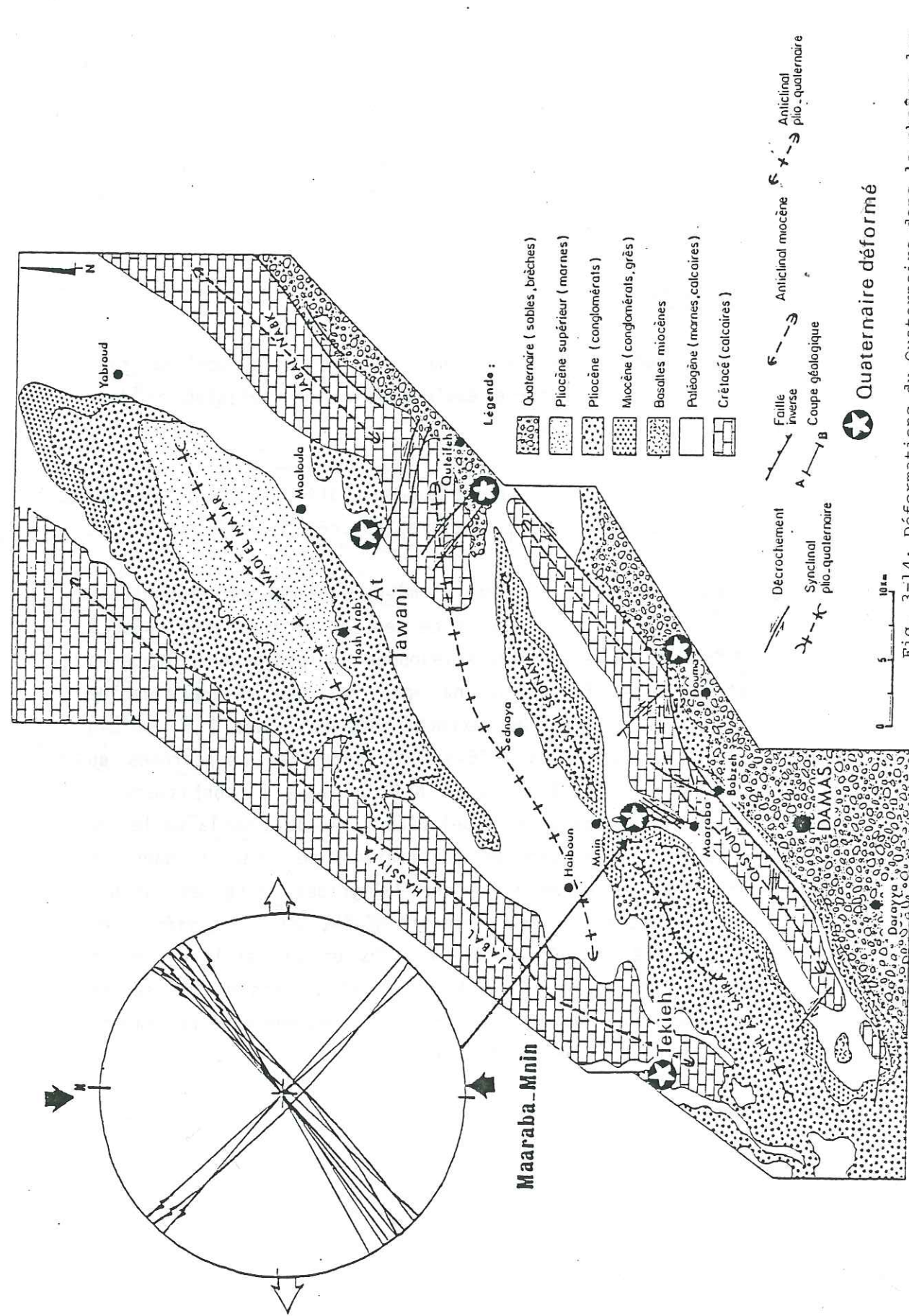


Fig. 3-14: Déformations du Quaternaire dans la chaîne des Palmyrides (WULFF, hem. inf). d'après GIANNERINI, 1988

CHAPITRE 4 LE VOLCANISME

Au Sud le vaste massif volcanique du Djébel Al Arab (plus de 33 000 km²) s'étend selon une direction NW-SE depuis la bordure SE des Palmyrides jusqu'en Arabie Saoudite (Harrat Ash Shamah). Le volcanisme est caractérisé par des basaltes subalcalins et alcalins étudiés essentiellement au Sud de la Syrie par OTAKI (1970). Ces deux types sont présents dans l'ensemble des séries cénozoïques mais "les basaltes alcalins sont prédominants au Miocène. Des termes trachytiques existent dans certaines séries miocènes, comme dans le Djébel Mané (Sud de Damas). Le volcanisme miocène et pliocène correspond à une série typiquement alcaline avec une faible tendance potassique, alors que les séries alcalines quaternaires présentent une tendance sodique" (GIANNERINI, 1988). Les premières manifestations volcaniques prennent place au début du Miocène (Djebel Mané, 20 Ma, SEBAI & al., 1987) et s'intensifient au cours du Plio-Quaternaire. Les directions de mise en place du volcanisme ont été déduites de l'analyse des dykes et surtout des alignements de cônes qui marquent sans ambiguïté les fissures lithosphériques sous-jacentes (dykes) empruntées par le magma. Les structures volcaniques sont des marqueurs faibles des paléocontraintes de la région (FERAUD & al., 1987).

Les datations sur les laves basaltiques Sud et l'Est des Palmyrides ont été effectuées par la méthode K/Ar conventionnelle (communication de OTAKI à GIANNERINI) et ³⁹Ar - ⁴⁰Ar (SEBAI & al., 1987). GIANNERINI (1988) a présenté ces résultats sur la figure 4.1 qui a permis de montrer l'existence d'une évolution au cours du temps des directions de mise en place du volcanisme et donc du champ de contraintes intraplaque. L'ensemble des résultats est résumé par les figures 4.2, 4.3.

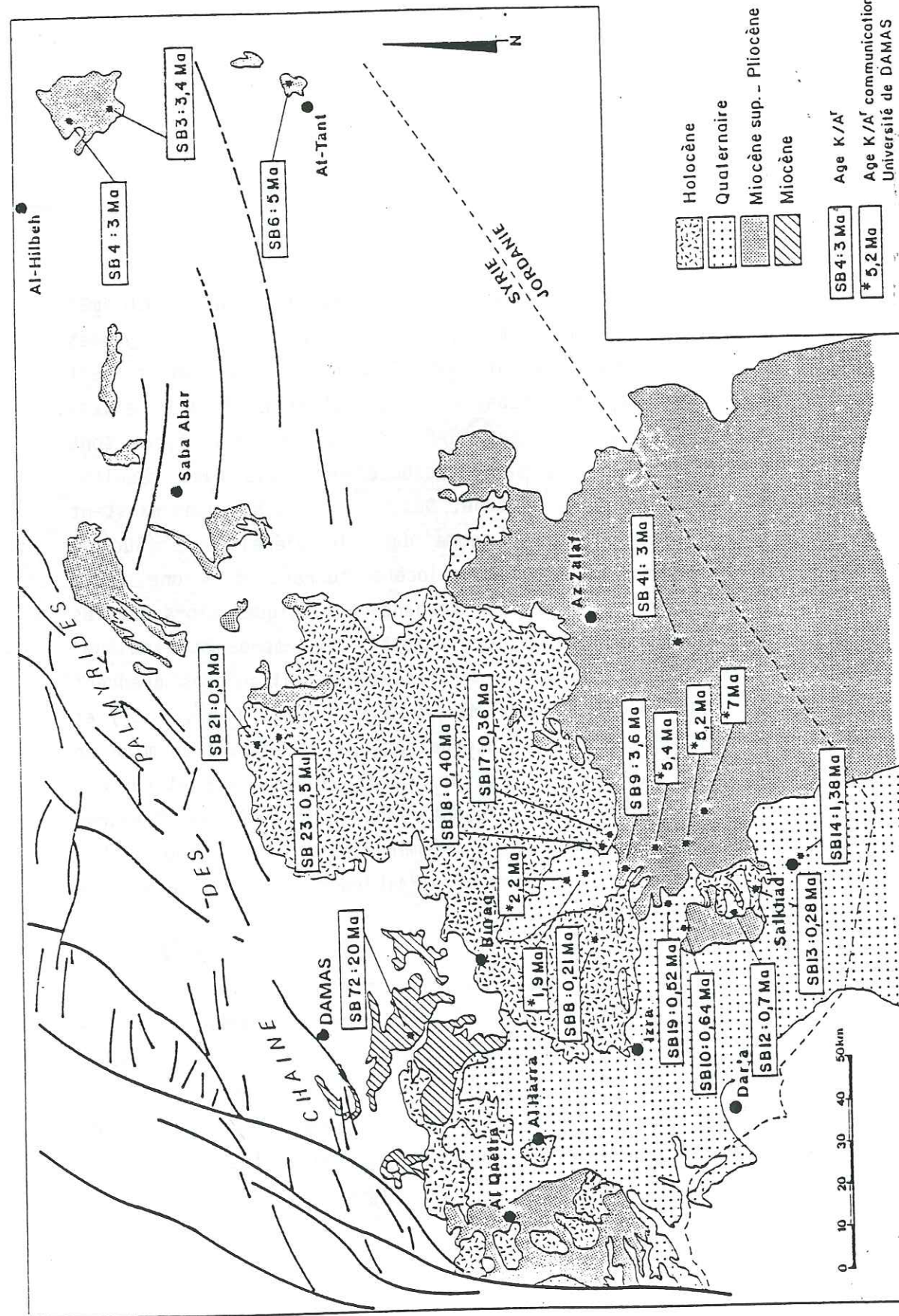


Fig. 4.1: Age K/Ar du volcanisme de la bordure méridionale des Palmyrides d'après GIANNERINI, 1988

4.1. - LE VOLCANISME MIOCENE (figure 4.2a)

Il est abondant et essentiellement localisé le long du décrochement du Levant (région Homs-Alep et région d'Asfrine où il est intercalé dans l'Helvétien) et dans le Djébel Al Arab "Jebel Druze". Près de Damas une coulée du Djébel Mané a donné un âge de 20 Ma (SEBAI & al. 1987). Dans le Harrat Ash-Shamah différentes coulées ont donné des âges autour de 13 Ma. (BROWN, 1970).

Durant tout le Miocène, les épanchements volcaniques se mettent en place le long de fissures orientées N. 140°E - N. 150°E, auxquelles sont associées fréquemment des failles normales de même direction. Ces mêmes directions de fissurations sont empruntées dans le Sinaï et à la bordure orientale de la mer rouge par injections de dykes gabbroïques au Miocène inférieur (EYAL et al., 1981; BLANK, 1977).

Le volcanisme Miocène supérieur (fig. 4.2.a) est peu abondant et essentiellement localisé au Nord des Palmyrides, le long de la ligne Homs-Alep et dans le Djébel Al Arab. Les directions de fissuration sont proches de N 150°E-N 160°E.

4.2 - VOLCANISME PLIO-QUATERNAIRE

Au Plio-Quaternaire l'activité volcanique atteint son paroxysme (fig. 4.2.b). Depuis le rift de Al Ghab jusqu'aux abords de Diyarbakir, les basaltes sont injectés suivant une direction N.S à N.170°E, selon des fentes en échelons associées à des failles normales parallèles et des décrochements synchrones (GIANNERINI, 1988). Près de Damas, le volcanisme injecte des mégafentes N 160°E-N 170°E qui s'échelonnent (comme c'est le cas plus au Nord), selon la direction NE-SW Jusqu'à Mosul, le long de la zone décrochante sénestre palmyrénienne (GIANNERINI, 1988).

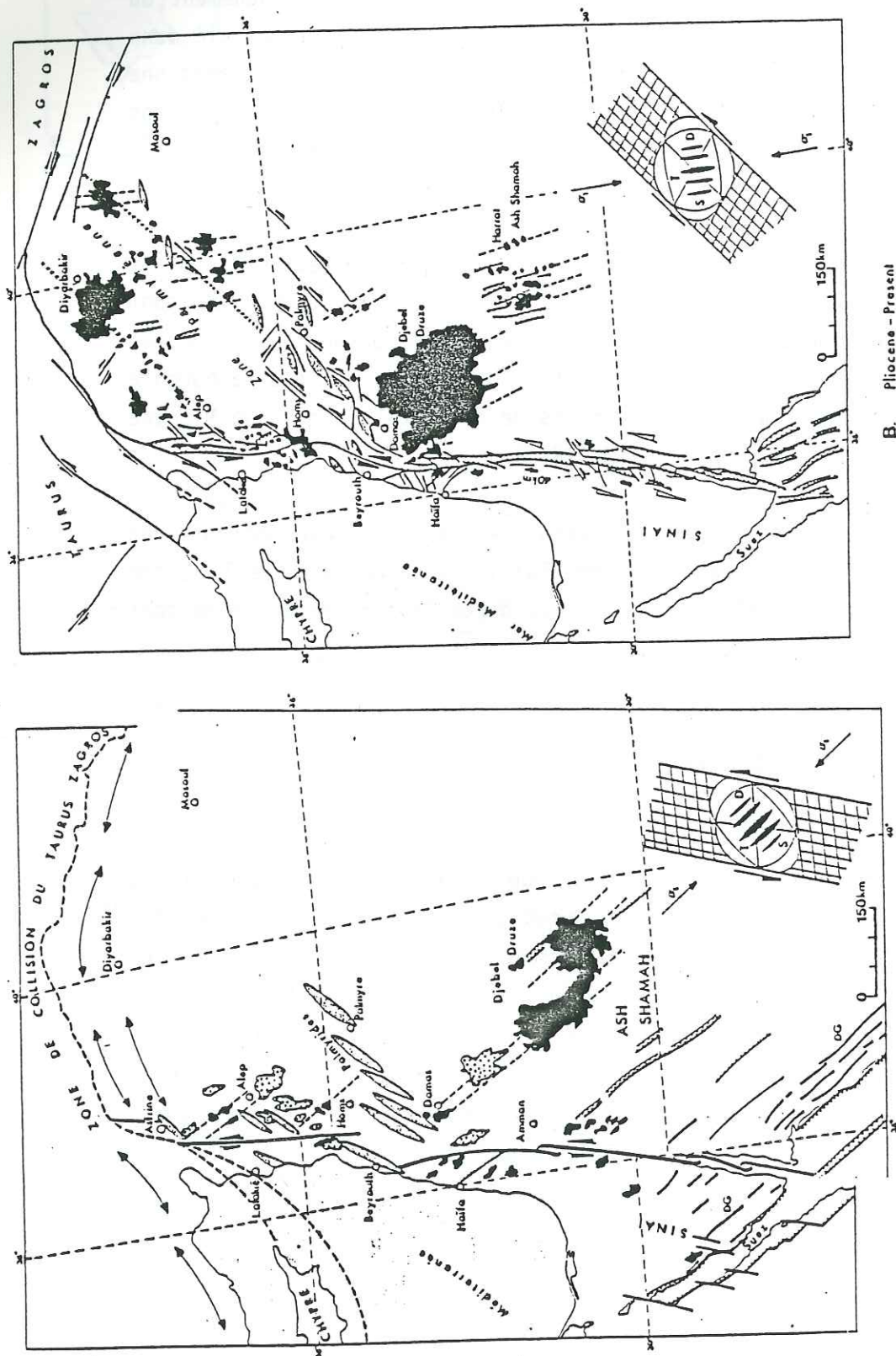


Fig.4.2- Etapes de l'évolution volcanique et tectonique de la bordure NW de la plaque arabique d'après GIANNERINI, 1988

- Légende :
- volcanisme fissural
 - volcanisme mioène sup.
 - plis du Taurus-Zagros
 - faille normale
 - alignement volcanique ou dykes
 - plis
 - décrochement potentiel
 - dyke gabbro

CHAPITRE 5

TECTONIQUE ET MICROTTECTONIQUE

5.1 - COUPES EQUILIBREES

Une série de coupes équilibrées interprétatives de la chaîne des Palmyrides ont été construites plus précisément, elles ont été réalisées dans le Djébel El Mazar (N°20 sur le schéma de la localisation - fig. 5.1 "TUDMOR = PALMYRE" sur le schéma).

5.1.1 - Définition

Une coupe équilibrée est une coupe interprétative d'une structure géologique actuelle, telle qu'il existe un chemin cinématique possible entre l'état avant déformation et l'état actuel. C'est un domaine de la Géologie Structurale en évolution rapide; c'est une démarche qui permet d'éliminer certaines interprétations et qui conduit parfois à la représentation de structures interprétées non observables sur le terrain ou non mises en évidence par la géophysique. Les techniques de construction ont été retenues dans l'ouvrage (l'équilibrage des coupes géologiques, mémoires et documents du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des socles N°20 (J.P. GRATIER Coordinateur; RENNES, 1988).

5.1.2 - Construction et technique

Avant la réalisation d'une coupe équilibrée les observations géologiques de surface et les informations du subsurface (forage, sismiques ...) collectées permettent de déterminer:

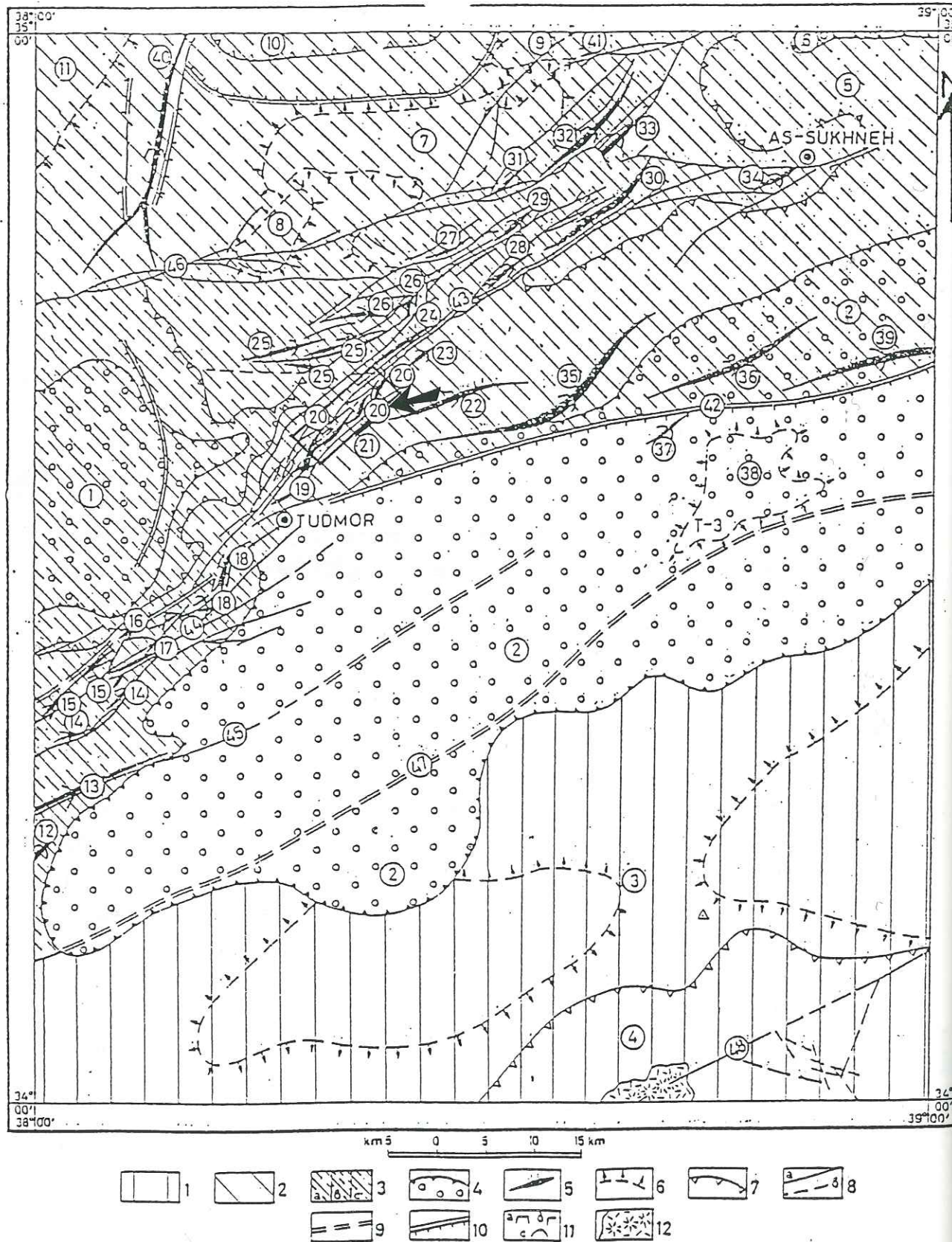


Fig.5.1: d'après la carte géologique 1/200.000e de la Syrie: 1- South Syrian region of gentle subsidence and low-dipping Meso-Cenozoic platform cover; 2- Zone of intraplatform trough with sharply dislocated Meso-Cenozoic cover (the system of the Palmyrian folds); 3- Tectonic subzones (a- the first subzone, b- the second subzone, c- the third subzone); 4- Neogene-Quaternary basins: Ad-Daww, Sabkhet Mouh; 5- Axes of linear anticlinal folds; 6- Brachy-anticlines; 7- Brachy-synclines; 8- faults (a: proven, b: presumed); 9- supposed faults covered by Quaternary and Neogene deposits; 10- flexures; 11- forms of folds (a- box and coffer shaped, b- unilateral box- and coffer-shaped; c- arch-like; 12- basalt sheet of Hamad El-Ghurab and volcanoes

Suite de la légende de la figure 5.1:

Liste of structures: 1- Ad-Daww basin; 2- Sabkhet Mouh superimposed basin. 3- Murrabba'a I brachy-anticline; 3a- Murrabba'a II brachy anticline; 4- El Olab syncline; 5- El Mitlaa brachy-syncline; 6- El Mitlaa superimposed trough; 7- Abou Rajmein brachy-anticline; 8- El Arida brachy anticline; 9- Labdeh brachy anticline; 10- Khasara syncline; 11- Ash Skaer brachy anticline; 12- Sawwanet El Hamra anticlinal fold; 13- El Abtar box anticline; 14- El Khan box anticline; 15- El Qal' compound box anticline; 16- Ar-Rwesdt compound box anticline; 17- At-Tabaq box anticline; 20- EL Mazar compund box anticline; 21- El Magate arch like anticline; 22- Ad-Dawwara coffer anticline; 23- Al-Mastadira arch like anticline; 24- El Harraziyeh box anticline; 25- As-Safra compound coffer anticline; 26- Majroudeh box anticline; 27- Mhashshat box anticline; 28- Waariyeh box anticline; 29- El-Waariyeh box anticline; 30- As Satih box anticline; 31- Qolqot box anticline; 32- Thaniiyet As Safra box anticline; 33- El Mhlabiyeh coffer anticline; 34- Tantour arch-like anticline; 35- Arak coffer-anticline. 36- El-Ghidrafi arch like anticline; 37- Ghidrafi arch like anticline; 38- Al-Miski arch-like anticline; 39- Ad-Dabayyat arch-like anticline; 40- El-Mrah coffer anticline; 41- Labdeh box anticline; 42- Arak flexure; 43- As-Satih system of faults; 44- Hayyan system of faults; 45- El-Abtar fault; 46- Matnet system of faults; 47- Sawwanet fault; 48- El Olab fault.

* Tudmor = Palmyre

- Les localités concernées par notre étude sont situées en 20-21: El Mazar, El Magate.

- le schéma de branchement des failles;
- la séquence de mouvement le long des failles;
- les directions de transport des écaïlles limitées par les différentes failles.
- l'intensité de la déformation à l'intérieur des écaïlles (voir MUGNIER, 1988).

La construction d'une coupe équilibrée est guidée par quatre notions:

1- L'estimation du raccourcissement global par la méthode de la surface totale (HOSSACK, 1979) (fig.5.2) de la surface en excès (GOGUEL, 1952, fig. 5-3) ou par le curvimétrage d'un horizon repère.

2- Le schéma de branchement des failles en coupe en fonction des cartes de branchement et de la séquence de mouvement le long des failles.

Lors du dépliage d'une structure, il doit être possible de remettre face à face les points de recouplement au toit et au mur (fig. 5.4) en ayant des variations des flèches de déplacement (distance séparant le recouplement au mur du vis-à-vis au toit) limitées. La figure 5.5. illustre les relations liant les grandeurs angulaires et les flèches des déplacements pour les plis passifs formés lors du déplacement et ayant une géométrie en Kink.

La conservation des surfaces et des longueurs dans chaque écaïlle de chaque formations entre l'état déformé et l'état initial.

Les trois premiers points sont contraints par certaines données, mais nécessitent une part d'interprétation pour être parfaitement définis. Le quatrième point est un moyen de contrôle. Pour construire simultanément la coupe interprétative de l'état actuel et la coupe reconstituée de l'état initial, on a utilisé une démarche interactive par essais/erreurs.

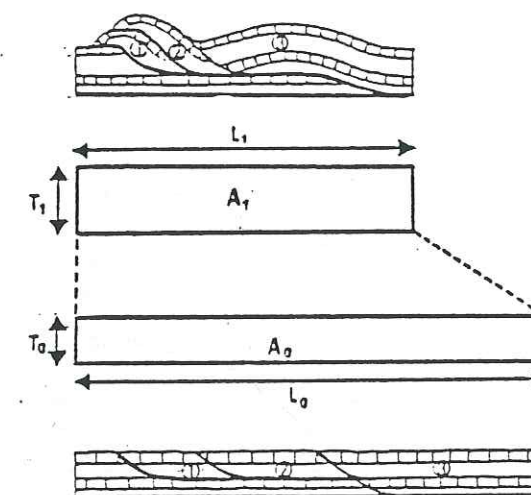


Fig.5.2: La méthode de la surface totale

$L_0 - L_1 = L_1 (T_1/T_0 - L_0)$
avec T_0 , épaisseur stratigraphique; T_1 , épaisseur structurale moyenne; L_1 , longueur finale, L_0 , longueur initiale d'après MUGNIER, 1988.

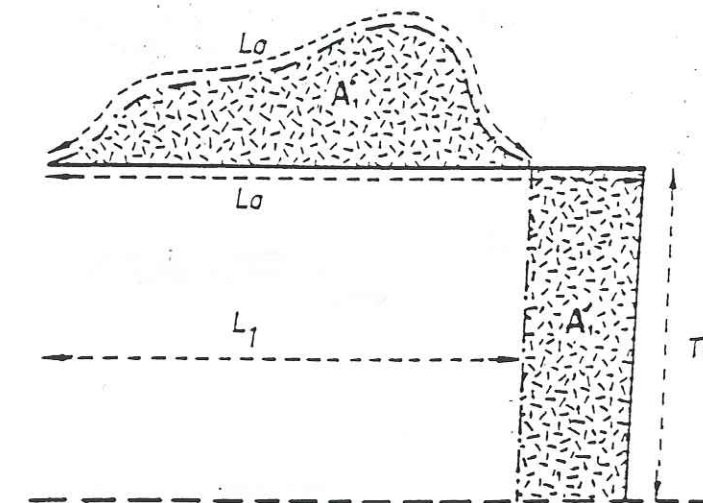


Fig. 5.3: Méthode de la surface en excès

L_1 , longueur finale; A , surface en excès
 L_0 , longueur initiale T_0 , profondeur du plan de décollement
 $L_0 - L_1 = A' L/T_0$

D'après MUGNIER, 1988

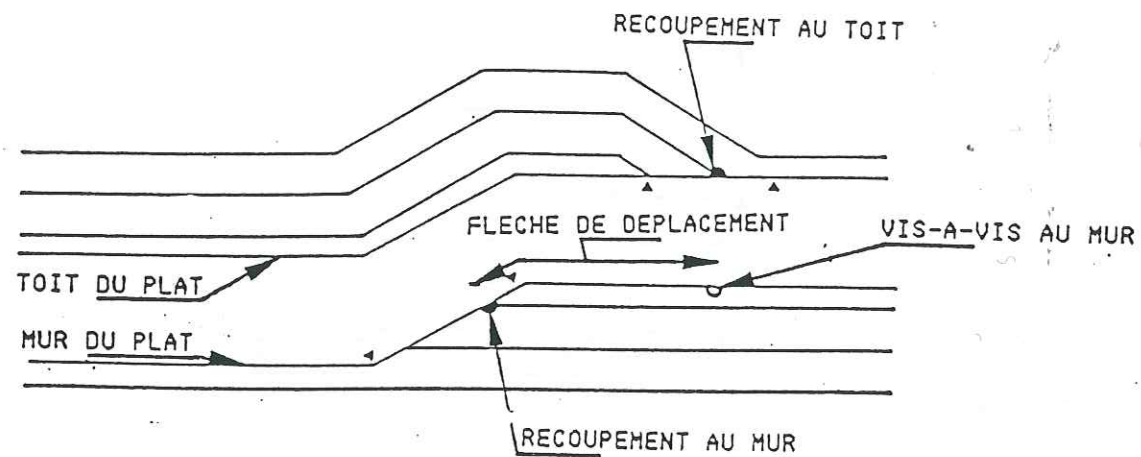


Fig.5.4: Relations entre les différentes portions d'une surface de chevauchement et les couches affectées par ce chevauchement d'après MUGNIER, 1988

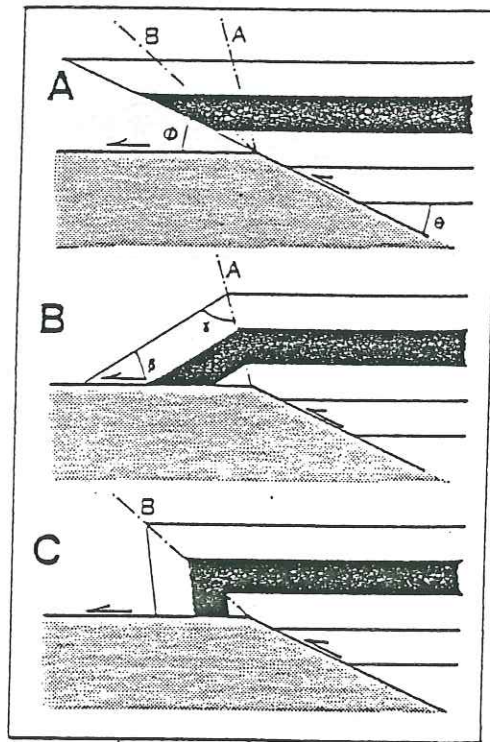


Fig.5.5: Construction d'un pli passif à l'aplomb d'un changement de pendage d'une surface de faille (d'après SUPPE, 1983)

(A) déplacement rigide le long de la rampe; (B) pli de mode 1; (C), pli de mode 2.
Dans les flancs avants des plis en kinks, la surface et la longueur des bancs sont conservées d'après MUGNIER, 1988

5.1.3 - Les données

Les données de base sont tirées de la carte géologique au 1/200.000e réalisée par PONIKAROV (1966) et des logs de forages, malheureusement peu nombreux et éloignés des lieux des coupes. Cependant de nombreuses données à la fois de surface et de subsurface ont été accumulées lors de la prospection pétrolière.

A partir de ces données on a pu construire des coupes équilibrées de l'état initial et de l'état final (fig. 5.7, 5.8), en respectant la conservation des surfaces et la longueur des bancs compétents. La localisation des coupes est figurée sur le schéma structural (fig. 5.5., coupes JK, EG, CD).

La série stratigraphique est composée de gypse, argile et dolomite qui correspond aux Bajocien et Bathonien (J 1-2)

- sable quartzeux (Aptien et Albien) (n 5-6-7)
- dolomites, calcaires dolomités, marnes (Cénomaniens) (C1-2)
- calcaire, calcaire dolomitique (Turonien, C3)
- calcaire organogène (Coniacien C4)
- calcaires (Santonien C5)
- calcaires fins phosphoritiques (Campanien C6)
- marnes et calcaires argileux (Maestrichtien, C7)
- marnes, silice et calcaires (Paléocène, e 1-2)
- dépôts pro-alluviaux (Pléistocène supérieur Q)

En général, les formations jurassiques constituent le coeur des chaînes des Palmyraide et affleurent aux sommets des Djébel El-Abtar, Djebel Hayyan, Djebel El Mazar, Djébel El Qayde. Plusieurs forages ont été réalisés montrant des variations d'épaisseur, des formations jurassiques "chaque coupe de forage doit être rapportée à son cadre particulier; il faut noter l'importance des niveaux d'anhydrite" (DUBERTRET, 1968). PONIKAROV (1966) a établi une série de coupes stratigraphiques corrélatives qui mettent en évidence les variations d'épaisseur des formations jurassiques (fig. 5-12) et crétacées (fig. 5-13) et montrent l'importance des niveaux évaporitiques dans le Jurassique (55m environ).

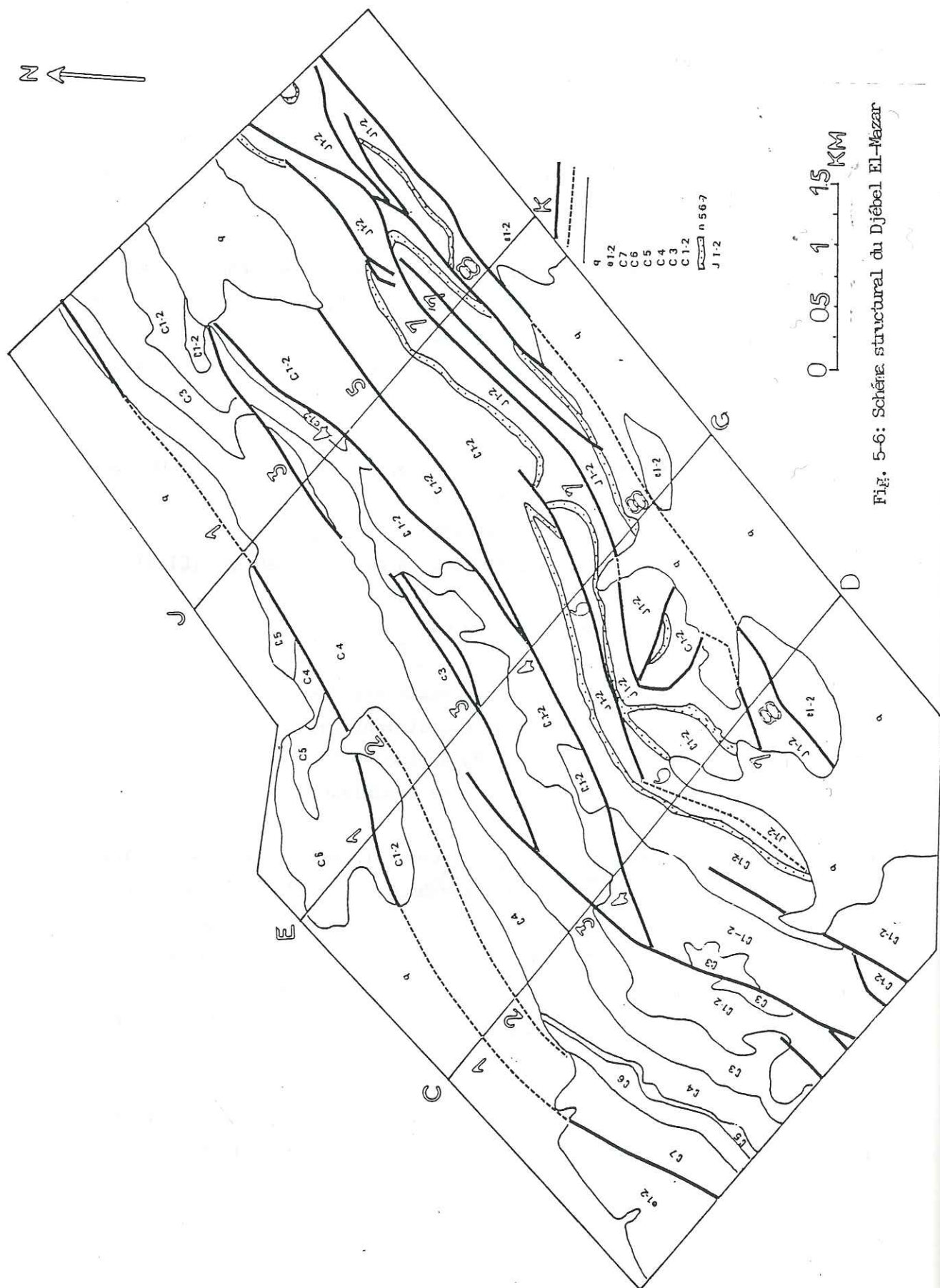


Fig. 5-6: Schéme structural du Djebel El-Mazar

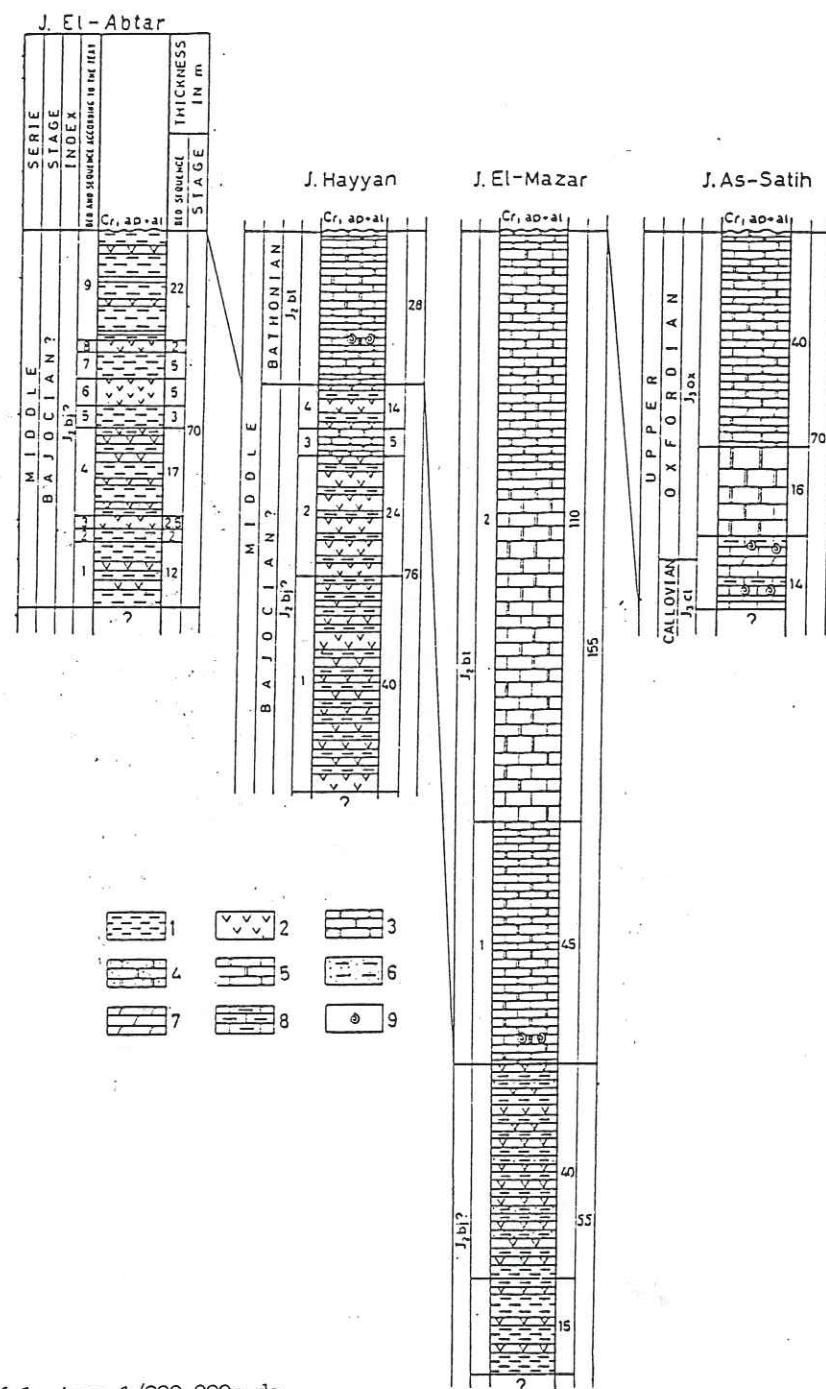


Fig. 5.7: d'après la carte géologique 1/200.000e de la Syrie

Comparative schematic diagram of Jurassic sections
 1- clay; 2- gypsum; 3- dolomite; 4- arenaceous dolomite; 5- calcareous dolomite;
 6- arenaceous clay; 7- marl; 8- clayey limestone; 9- fauna.

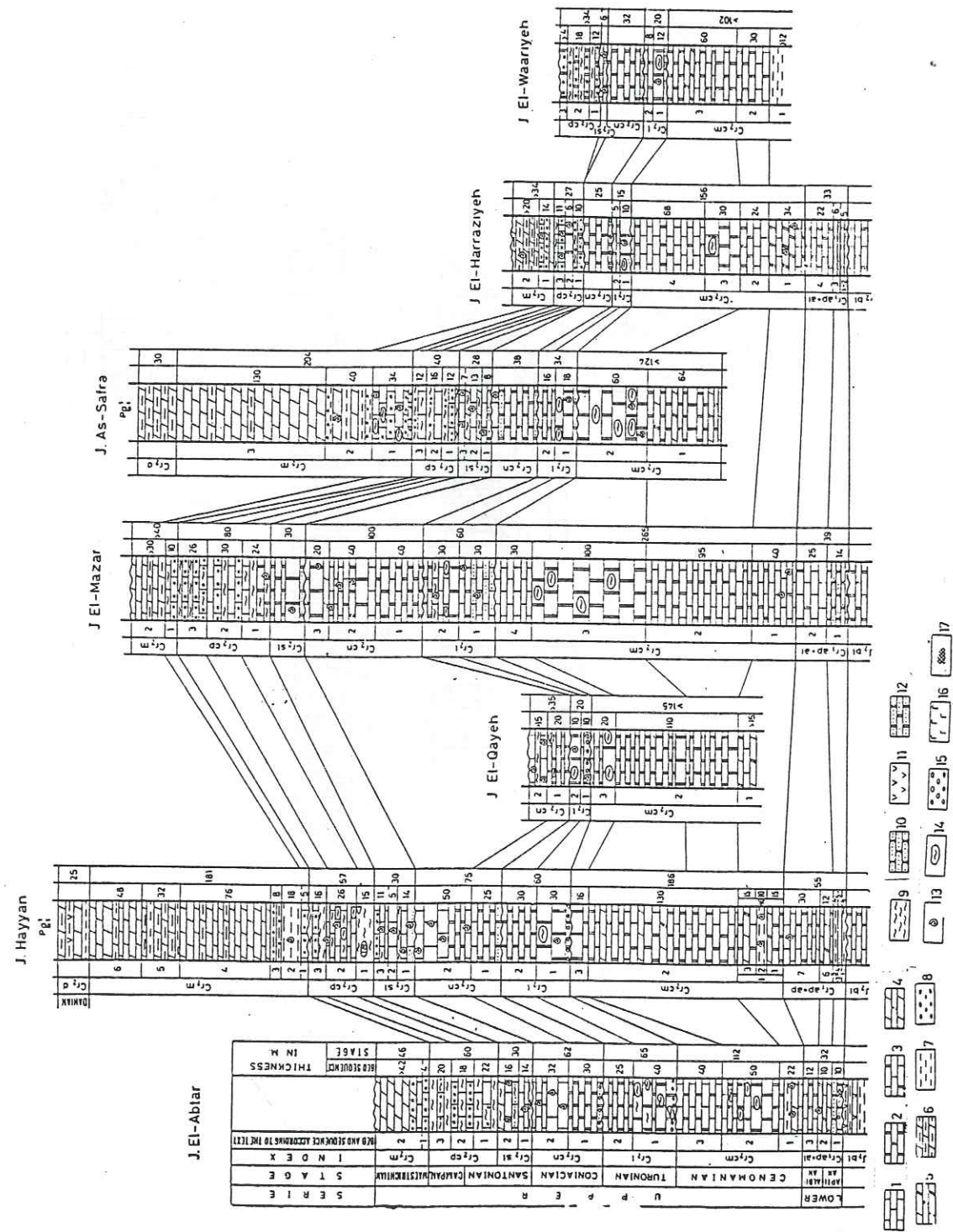


Fig.5.8: Comparative schematic diagram of Cretaceous sections

1: limestone; 2: dolomite; 3: calcareous dolomite; 4: marl; 5: magnesian marl; 6: marly clay; 7- clay
 8-phosphorite; 9- flint; 10- red sandstone; 11- gypsum; 12- arenaceous dolomite; 13- fauna; 14- flint
 concretions; 15- brecciated rock; 16- glauconite; 17- brown iron ore concretions
 D'après la carte géologique de la Syrie 1/200.000

5.1.4 - Interprétation

La structure proposée pour le Djébel El Mazar a été réalisée en réinterprétant les cartes géologiques de la région, et en particulier les contacts tectoniques, afin de construire une coupe équilibrée; elle diffère sensiblement de celle proposée par PONIKAROV et al. (1966).

Les raccourcissements obtenus par curvimétrie sur les coupes JK, EG, CD, proposées par PONIKAROV et al. sont respectivement de 79m, 300m, 200m; ces valeurs ne correspondent pas à l'intensité de déformation compressive et chevauchante observée dans cette région. Ceci est particulièrement remarquable dans la chaîne des Palmyraïdes intensesment faillée et plissée (fig. 5.1) et qui présente un niveau important d'évaporites (50 m) à l'origine de la structure plissée et chevauchante. Ceci impose un degré de raccourcissement nettement plus élevée que celui calculé initialement sur les coupes non équilibrées.

La structure que nous suggérons (fig. 5.11A), (5.12A) et (5.13A) est conforme à l'interprétation proposée et adaptée à la tectonique de la région (voir chapitre III et IV).

Afin de tester la validité de cette hypothèse en terme de l'équilibrage, on a restitué l'état initial avant déformation de la structure; les couches ont donc été remises à plat (fig. 5.11B; 5.12B; et 5.13B) après avoir été curvimétrées.

5.1.5 - Estimation de raccourcissement

Ce paramètre est important à connaître en particulier dans le cas de grandes déformations. On a utilisé pour estimer ce paramètre des raisonnements basés sur la conservation des surfaces dans le plan de coupe lors de la déformation. Le raccourcissement estimé sur chaque coupe est:

- 1540 m coupe J.K
- 1490 m coupe E.G
- 1380 m coupe C.D

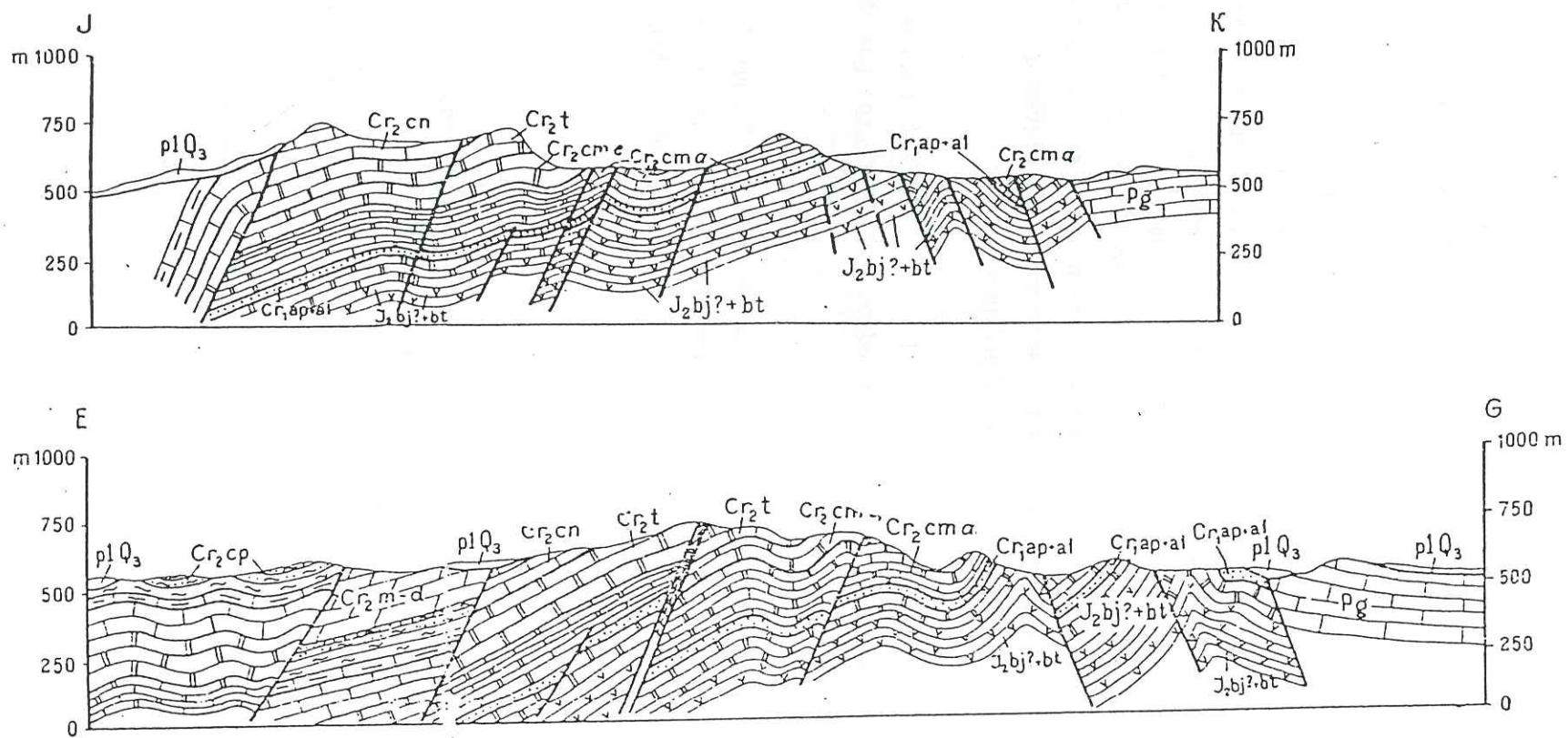


Fig. 5.9: Coupes non équilibrées d'après PONIKAROV, 1967 (légende voir fig. 5.10)

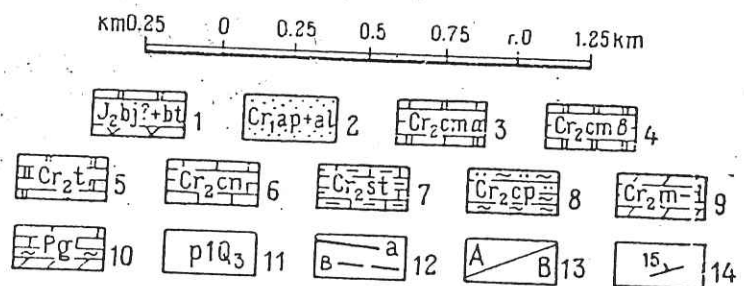
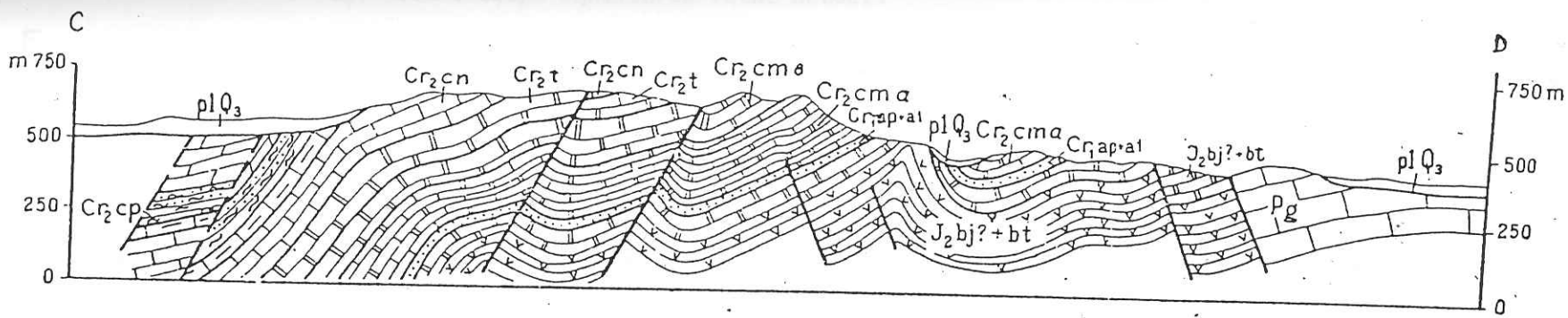


Fig.5.10:Coupe non équilibrée d'après PONIKAROV, 1967
 Schematic geological-lithological map of J. EL Mazar (6 km north-north east of Tudmor)
 1- Bajocian (?) and Bathonian gypsum, clays and dolomites; 2- Aptian and Albian quartz sandstones; 3- Cenomanian dolomites, calcareous dolomites, dolomitized limestone, marls (sequence a); 4- Cenomanian dolomites (sequence b)
 5- Turonian limestones, dolomitized limestones; 6- Coniacian organogenic limestones; 7- Santonian limestones;
 8- Campanian flints, limestones, phosphorites; 9- Maestrichtian and Danian marls and clayey limestones;
 10- Paleogene marls, flints, limestones; 11- Upper Pleistocene proluvial deposits; 12- faults (a- fixed, b- supposed); 13- section lines; 14- dip and strike.

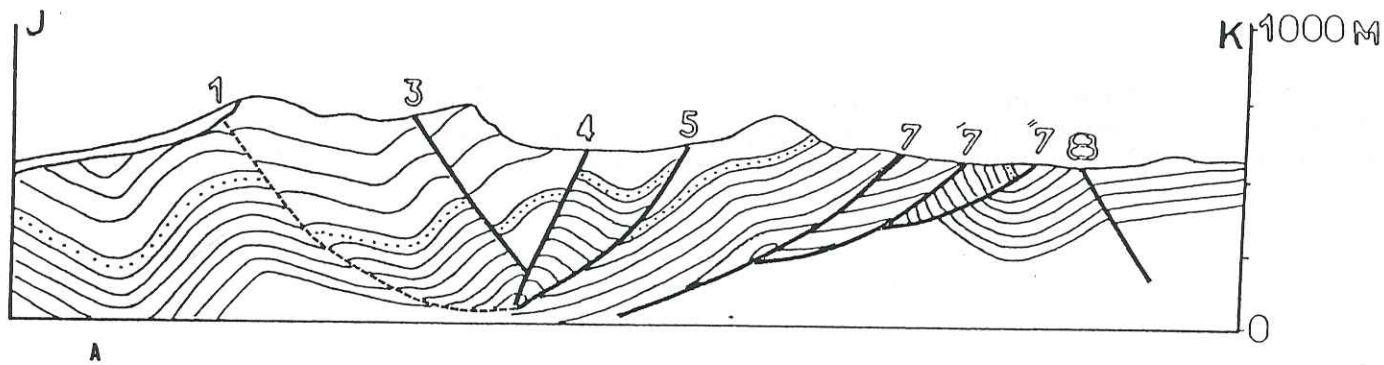


Fig.5.11: Coupe équilibrée (état actuel)

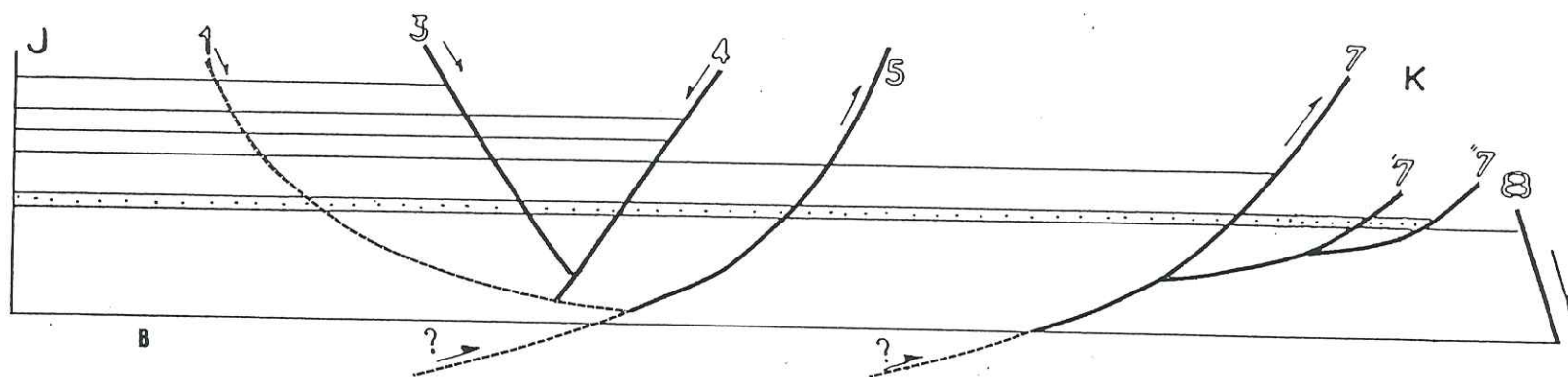


Fig.5.11: Etat initial

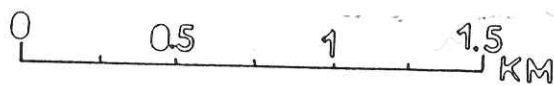


Fig. 5.12 : coupe équilibrée (état actuel)

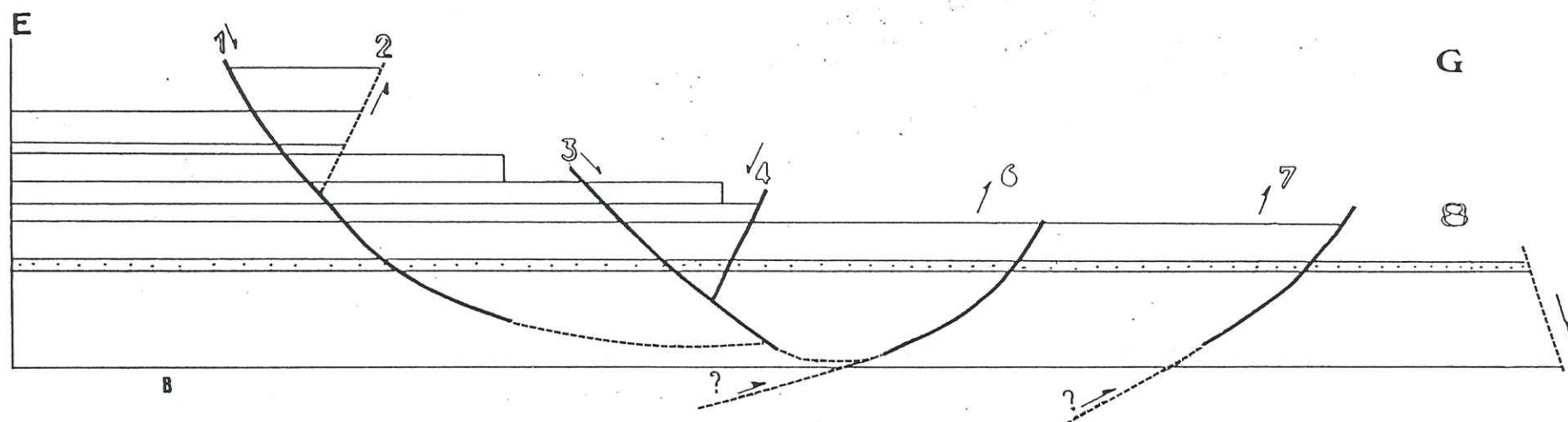
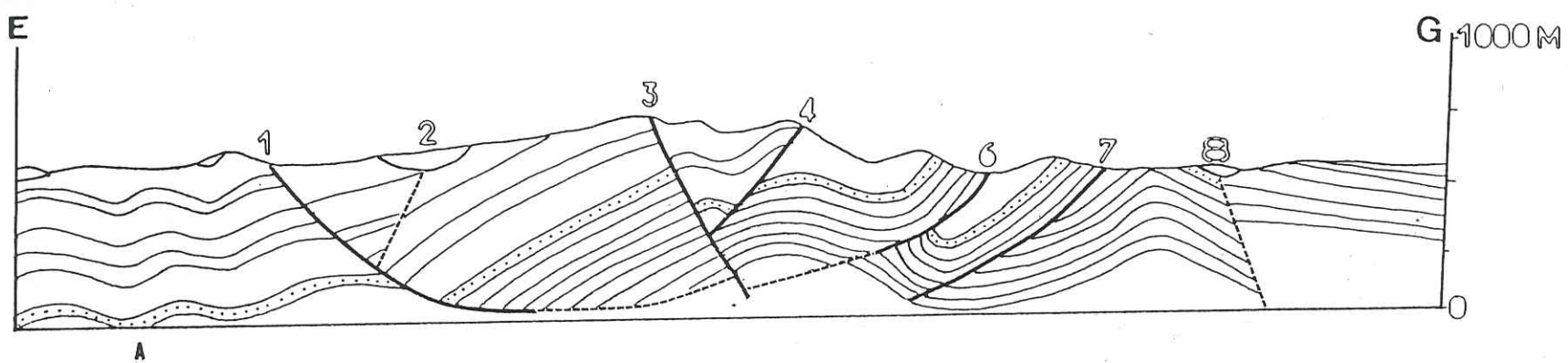
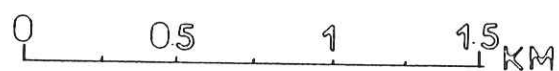


Fig. 5.12: Etat initial



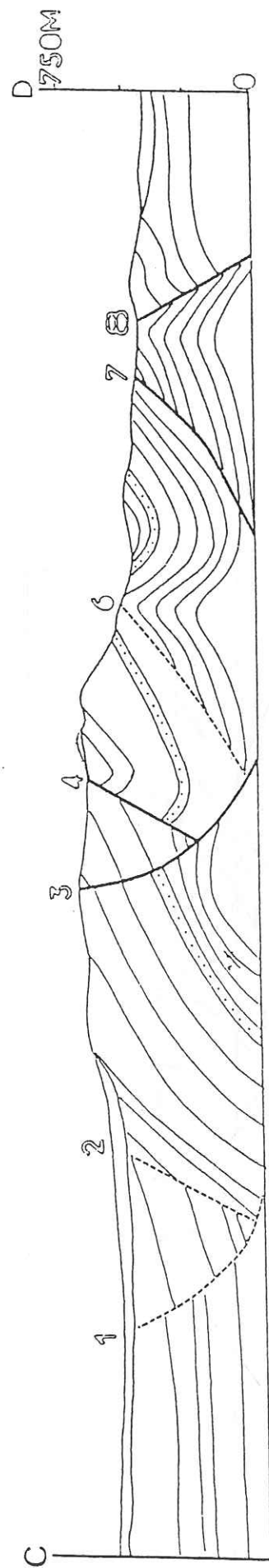


Fig. 5.13: Coupe équilibrée (état actuel)

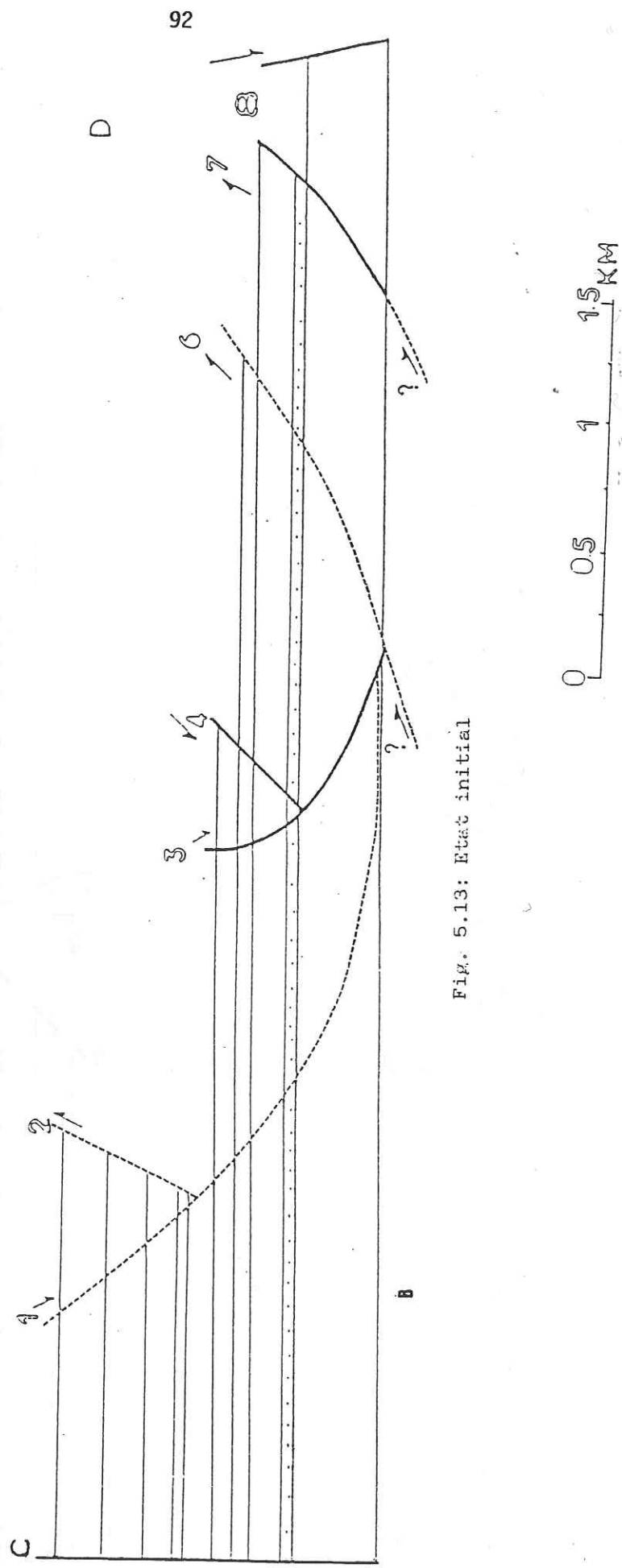


Fig. 5.13: Etat initial

Les rejets le long de la faille estimés pour chaque coupe sont:

- faille normale
- convention
- + faille inverse

COUPE E.G		COUPE C.D		COUPE J.K	
n° faille	Rejet	n° faille	Rejet	n° faille	Rejet
1	-256 m	1	-270 m	1	-254 m
2	-190 m	2	-190 m		
3	-150 m	3	-160 m	3	-160 m
4	- 65 m	4	- 65 m	4	- 79 m
				5	+350 m
6	+430 m	6	+416 m		
7	+585 m	7	+535 m	7	+555 m
8	-1000 m	8	-1000 m	8	-1000 m

5.1.6 - Evolution tectonique

Les données géophysiques dans cette zone ont montré l'existence d'un fossé très profond et étroit dans le socle de la plateforme arabe d'âge probablement paléozoïque. Ce fossé se développe pendant le Crétacé et le Paléogène, et a été rempli d'une épaisseur importante de sédiments (8000 m environ) (HOSSIN M.K., 1978).

Au Tertiaire, les mers du Paléogène et du Néogène se sont retirées vers les bassins de l'Euphrate et de la Mer Méditerranée (PONIKAROV & al., 1966). "La zone des Palmyrides se présentait alors comme une cuvette subsidente résiduelle, soumise à des conditions de sédimentation continentale progressive" (GIANNERINI, 1988). Cette zone a été soumise à plusieurs phases de déformation.

5.1.6.1 - Au Miocène.

Les déformations compressives ont affecté cette zone caractérisée par une contrainte principale maximale σ_1 contenue dans un plan verticale NW-SE "GIANNERINI (1988). Elle a donné des plis d'axe synsédimentaire NE-SW (fig.5.14).

5.1.6.2 - Au Plio-Quaternaire

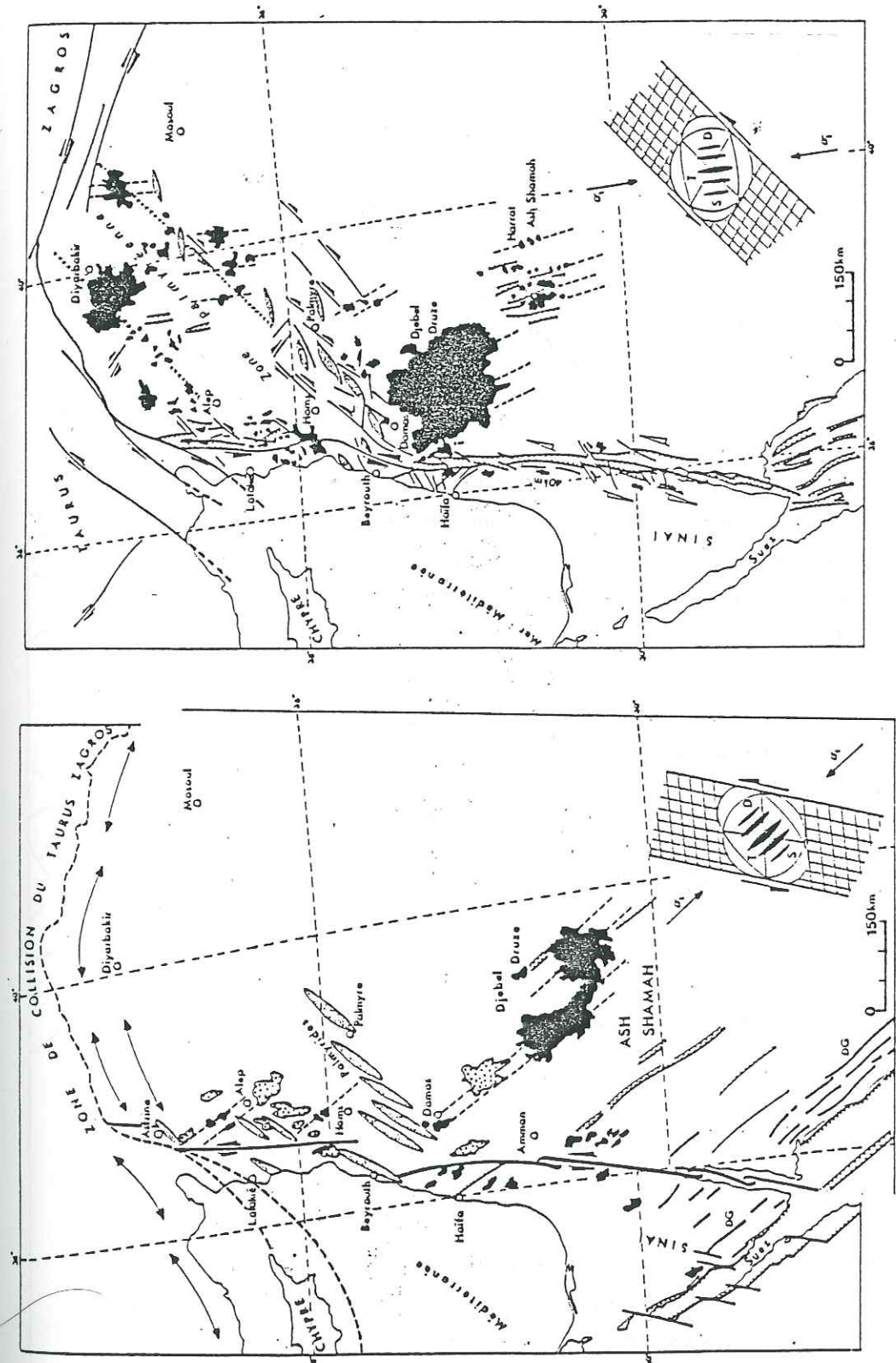
L'ensemble de la zone des Palmyrides est soumis à une compression orientée N 160°-N 180° (ARTHAUD F. & al., 1978) responsable de plissements synsédimentaires d'axe N 80° (fig. 5.14) et "de décrochements NW-SE sénestre et N 100°E - N 120°E dextres" (GIANNERINI, 1988). Le décrochement sénestre est prédominant; il a donné à toute cette zone une valeur de bande coulissante sénestre NW-SE oblique par rapport à la transformante active du Levant, comparable à celle de Yamouné.

Selon ARTHAUD & al. (1978), une phase en extension importante caractérisée par des failles normales et des fissures s'intercale nécessairement entre ces deux compressions. Elle est probablement d'âge Miocène supérieur.

5.1.7 - Raccourcissement des Palmyrides et évolution

La valeur du raccourcissement calculée au niveau du Djébel El Mazar est celui que représente un petit tronçon par rapport à l'échelle de la chaîne palmyride. En extrapolant cette valeur de raccourcissement à l'ensemble de la chaîne des Palmyrides on peut estimer celui-ci à une vingtaine de kilomètres dans la couverture, ceci perpendiculairement à la chaîne. L'absence des culminations du socle sur cette couverture plissée est en accord avec la tectonique en décrochement sénestre montrée par les mécanismes au foyer des séismes.

Le raccourcissement estimé dans la couverture perpendiculairement à la chaîne ne correspond donc qu'à une partie du raccourcissement, la



B. Pliocène - Présent

A. Miocène

Fig.5.14: Etapes de l'évolution volcanique et tectonique de la bordure NW de la plaque arabique d'après GIANNERINI, 1988

- Légende :
- volcanisme fissural
 - volcanisme miocène sup.
 - plis
 - plis du Taurus-Zagros
 - faille normale
 - décrochement potentiel
 - alignement volcanique ou dykes
 - dike gabbro

direction principale de raccourcissement fini est plus méridienne que la direction des coupes et probablement voisine du N 160 - 180°. La direction du raccourcissement incrémentale est quant à elle située à 45° de la direction du décrochement.

Cette estimation de raccourcissement est compatible avec une structuration en deux phases compressives responsables des deux générations de plis d'âge Miocène et Plio-Quaternaire et des structures chevauchantes. La phase d'extension du Miocène supérieur est plus difficile à intégrer dans un schéma tectonique d'ensemble.

5.1 8 - Conclusion

La construction de coupe équilibrée apparaît un exercice complet qui permet de faire la synthèse des données concernant la géométrie actuelle (géologie de surface, données de forage, données sismiques) de celles concernant la cinématique (géologie structurale) et celles concernant l'état avant déformation (paléogéographique-sédimentologie)...

C'est donc une démarche qui permet une meilleure valorisation des données disponibles en permettant d'y apporter une cohérence d'ensemble.

Enfin si elle ne conduit pas nécessairement à la solution exacte, elle a le mérite d'obliger le géologue à aller jusqu'au bout de sa logique (MENARD, 1988).

5.2 - METHODES D'ANALYSE DES CHAMPS DE FRACTURES

5.2.1 - Introduction

Ce travail est fondé sur l'étude de marqueurs tectoniques fournis par les miroirs de failles. Des mesures de plans striés ont été effectuées sur trente stations (Fig. 5.15), dans les secteurs du rift d'Alghab; les relevés proviennent des roches variés: calcaires, dolomites et marnes.

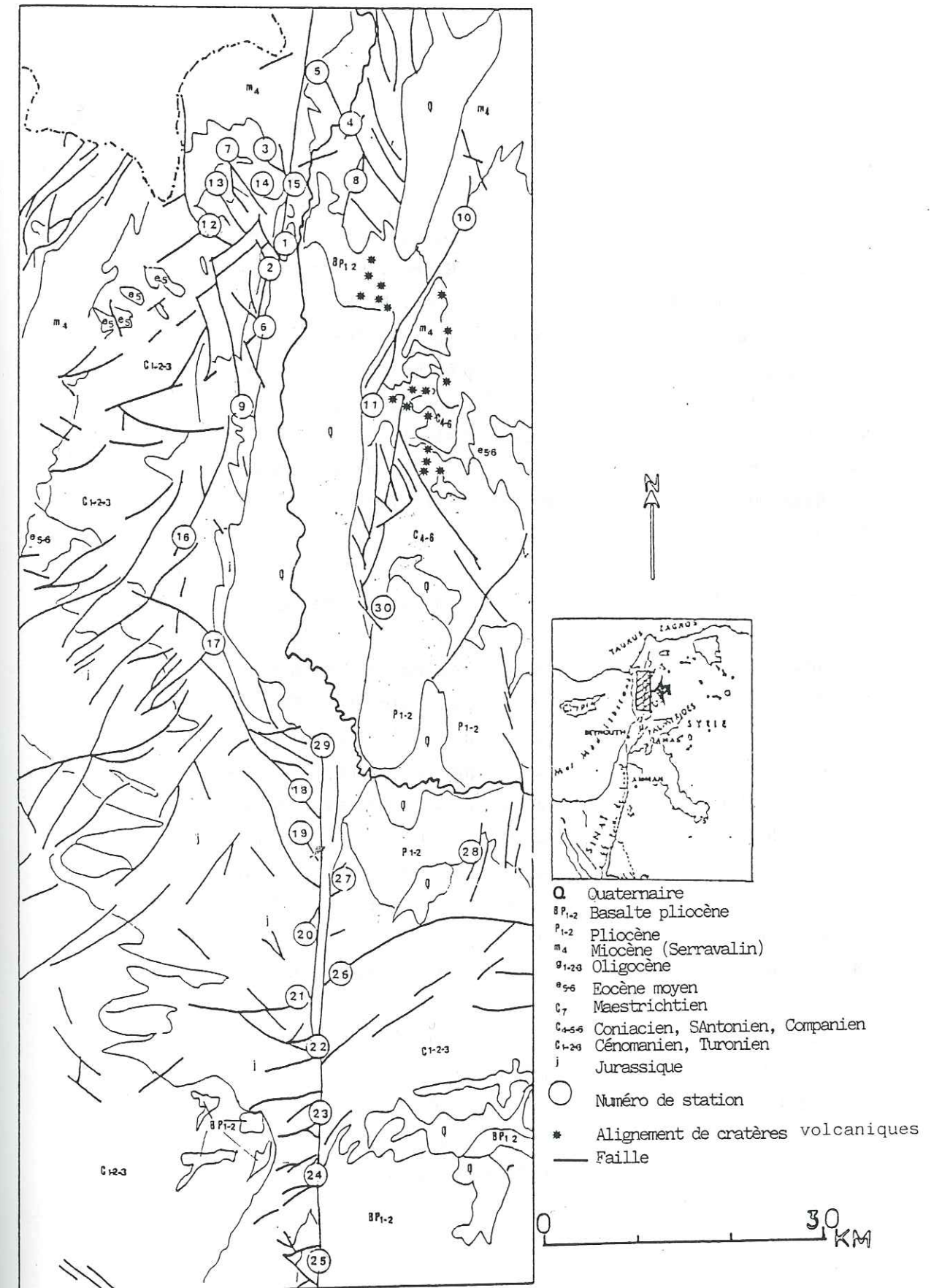


Fig.5.15: Localisation des stations de mesure

LOCALISATION DES STATIONS DE MESURES

1- ISHTABRAK.	Eocène moyen. Calcaires argileux. Marnes
2- FRIKE	Cénomaniens. Calcaires. Dolomies
3- AGHA	Néogène. Marnes. Calcaires
4- Carrière Yossel Siliman	Miocène moyen. Marnes
5- Carrière Yossef SKEF	Néogène. Marnes. Grès. Calcaires
6- SENDIEN	Jurassique. Dolomies. Calcaires
7- BAKSERIA	Eocène supérieur. Calcaires argileux
8- NAKLET	Eocène. Calcaires. Dolomies
9- JOURINE	Jurassique. Dolomies. Calcaires
10- BSANKOULE	Néogène. Calcaires
11- QLEDINE	Crétacé. Calcaires
12- BDAMA	Crétacé. Calcaires à calcaréo-dolomitique
13- ALZENIE	Néogène. Calcaires. Marnes
14- BAD	Eocène. Calcaires argileux
15- AGA	Néogène. Calcaires. Marnes
16- AL KHATEB	Jurassique. Calcaires. Dolomies
17- SHATHA	Jurassique. Calcaires. Dolomies
18- ABOU QBESSE	Jurassique. Calcaires. Dolomies
19- DER SHMIEL	Jurassique. Calcaires. Dolomies
20- DER HAMA	Jurassique. Calcaires. Dolomies
21- HYALINE	Jurassique. Calcaires. Dolomies
22- AL BEDA	Jurassique. Calcaires. Dolomies
23- EAIN HKLAKEM	Jurassique. Calcaires. Dolomies
24- AL SHMESH	Crétacé. Calcaires argileux
25- BET OTEK	Néogène. Marnes calcaires
26- AL BIADE	Crétacé. Calcaires
27- ANBORA	Crétacé. Calcaires
28- ASSILI	Crétacé. Calcaires
29- ALBARED	Crétacé. Calcaires
30- AL MADEK	Crétacé. Calcaires

5.2.2 - Choix de la station de mesures

Les stations de mesures doivent être peu étendues (conditions d'homogénéité) quitte à en regrouper plusieurs par la suite si les résultats sont cohérents. Le matériau doit également être le plus homogène possible du point de vue lithologique. Aussi certaines roches seront plus aptes que d'autres à l'enregistrement de fractures, les calcaires massifs par exemple. De plus, les mesures devront être les plus variées et les plus nombreuses possibles pour obtenir une représentation statistique la meilleure possible, mais aussi pour pallier la sélection imprévisible des mesures dues aux conditions d'affleurement.

Enfin, pour une région donnée, les stations devront également être nombreuses, ceci pour mettre en évidence d'éventuelles déviations des directions de déformation et définir les directions régionales les plus représentatives possibles.

5.2.3 - Marqueurs de mouvement sur les plans de failles

L'existence des stries sur les lèvres indique la direction du mouvement et rarement le sens (MATTAUER M., 1980). Des détails microtectoniques permettent souvent de définir le sens du mouvement, la figure 5.16 montre les principaux critères de sens de mouvement.

Lorsque le déplacement s'accompagne d'un écartement, le plan de friction est enduit de produits de cristallisation et montre des écailles. Ces écailles varient suivant la roche qui les porte. Dans les roches calcaires les écailles de calcite sont les plus communes. Dans les roches volcaniques les écailles de quartz ne sont pas rares. Les grès n'en présentent que très rarement (Fig. 5.16a).

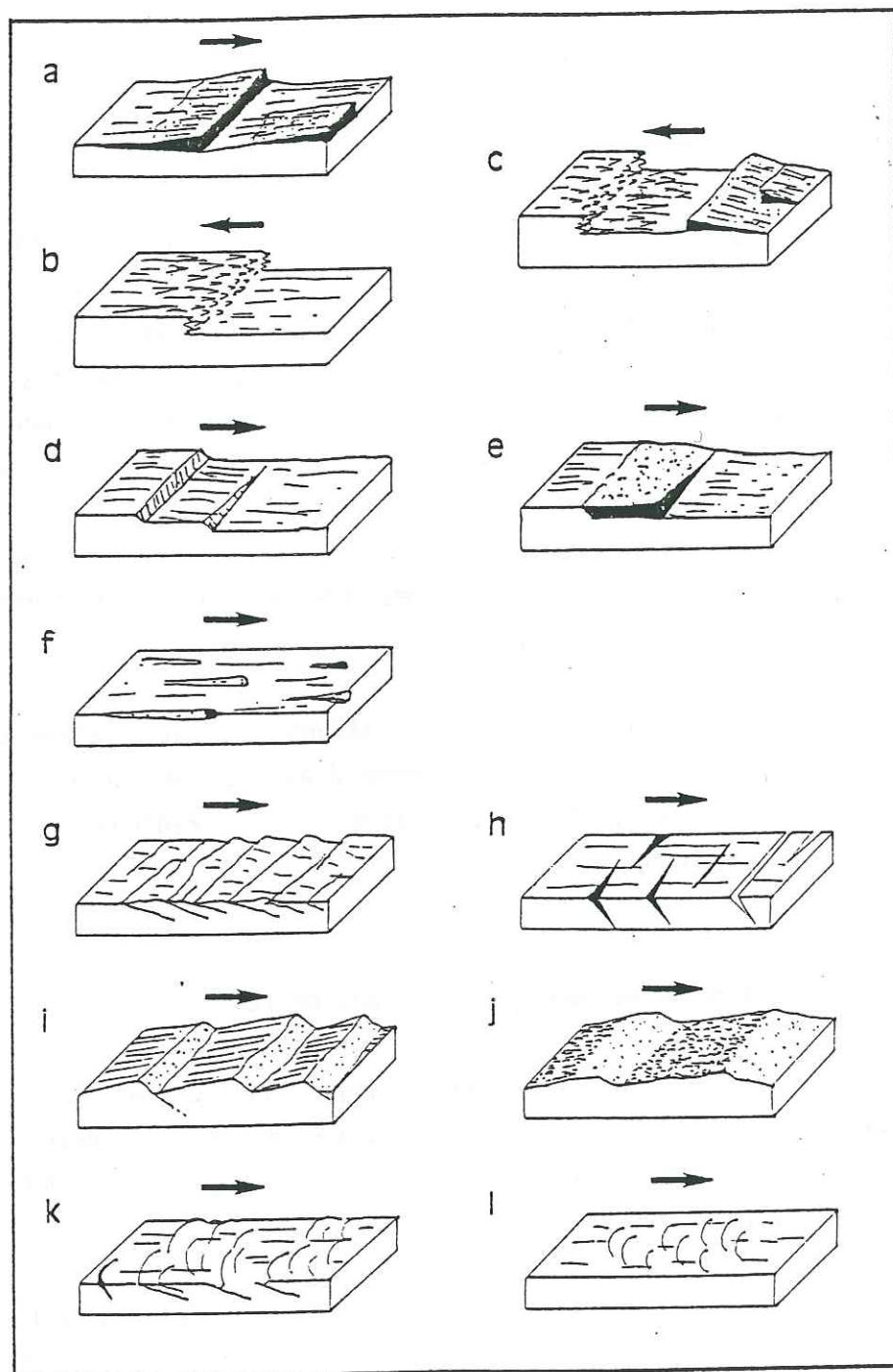


Fig. 5.16: Critères de sens de mouvements sur les plans de failles (d'après J.P. PETIT, 1976; P. VIALON & al., 1976 et F. BERGERAT, 1985.
LA flèche indique le sens de mouvement du bloc manquant

Au contraire, lorsque le déplacement s'accompagne d'un rapprochement, il y a interpénétration de deux compartiments et formation de stries stylolitiques de dissolution. Ces structures de dissolution sont très courantes dans les calcaires. Elles sont absentes dans les autres types de roches (granites, basaltes et grès) (Fig. 5.16b).

Un mouvement de discontinuité irrégulière le long d'une surface pourra provoquer suivant la position des abrupts, des cavités remplies de cristallisation dans un cas et une stylolisation dans l'autre (Fig. 5.16c). Les plans de failles peuvent également présenter des gradins d'arrachement (Fig. 5.16d) au pied desquels dans les zones abritées peuvent se former des niches de cristallisation (Fig. 5.16e).

Quand le déplacement entraîne des objets coincés entre les deux compartiments ceux-ci creusent des rainures parallèles au mouvement (Fig. 5.16f).

Un autre critère de mouvement est la présence de surfaces annexes au plan de faille principal et pénétrant dans la roche en faisant avec lui un angle aigu (10 à 30°) dans le sens aval du compartiment manquant. Ces surfaces sont également parfois striées. Elles sont assimilées à des cisaillements synthétiques-R de Riedel (Fig. 5.16g). Ces structures sont très fréquentes dans tous les types de roches et constituent en particulier un des principaux critères du sens de mouvement dans les grès. On peut également, parfois, observer des fentes de tension remplies ou non plongeant dans la roche avec un angle de 35 à 50° dans le sens aval du compartiment manquant (Fig. 5.16h).

Un critère original décrit par J.P. PETIT (1976) dans les grès est la présence sur les bosselures que peut présenter le plan de faille:

- du côté amont du mouvement du compartiment manquant, une surface striée (Fig. 5.16i) ou un blanchissement (Fig. 5.16j) par écrasement des grain;
- du côté aval une surface de roche fraîche non striée pénétrant parfois dans la roche (fig. 5.16i, j.).

Enfin, l'intersection de surfaces annexes (fentes, fractures de Riedel) avec le plan de faille a souvent une forme courbe (Fig. 5.16k). La concavité regarde vers l'aval du mouvement du compartiment manquant, ces lunules apparaissent indépendamment des discontinuités pénétratives (Fig. 5.16l).

5.2.4 - Structures associées

5.2.4.1 - Le système de Riedel: Aux abords d'une faille principale, des ruptures s'organisent et constituent une zone de cisaillement plus ou moins large en fonction de l'importance du déplacement.

Les structures liées aux zones de cisaillement sont caractérisées par l'association de fractures d'ordres différents qui indiquent le sens du cisaillement. La figure 5.17 montre les différentes fractures possibles. Leurs conditions d'apparition dépendent de la compétence du matériau, des conditions aux limites et de la vitesse de déformation (VIALON, 1979). Le plus fréquemment on rencontre les fractures T et R

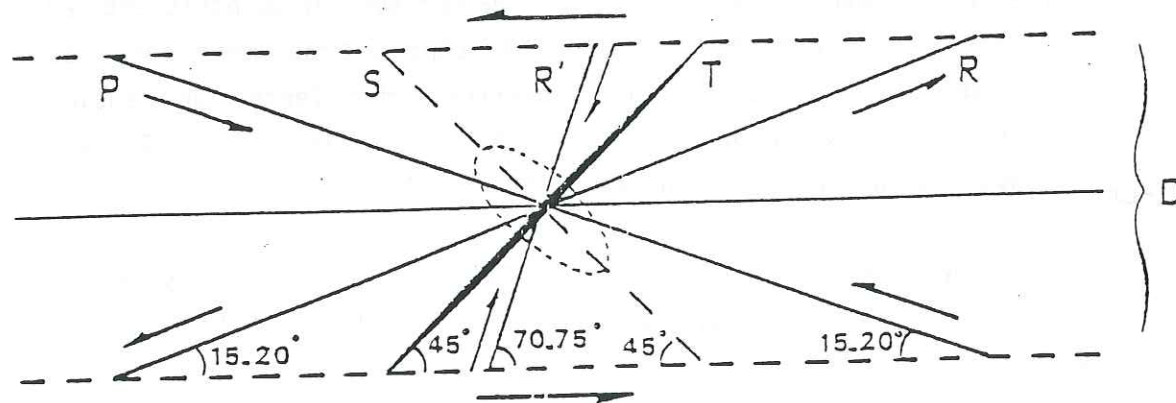


Fig 5.17: Zone de cisaillement (ici senestre) T: fracture d'extension; R et R': fractures de Riedel; P: fracture symétrique de R; S: clivage (d'après VIALON, 1979).

5.2.4.2 - Les fentes de tension : Ces fentes peuvent former un système régulier de fissures parallèles entre elles et sont souvent parallèles à la direction de compression, l'allongement étant ainsi perpendiculaire aux lèvres (Fig. 5.18). Les remplissages de cristallisations fibreuses sont ordonnés parallèlement à l'allongement et indiquent directement la direction d'extension.

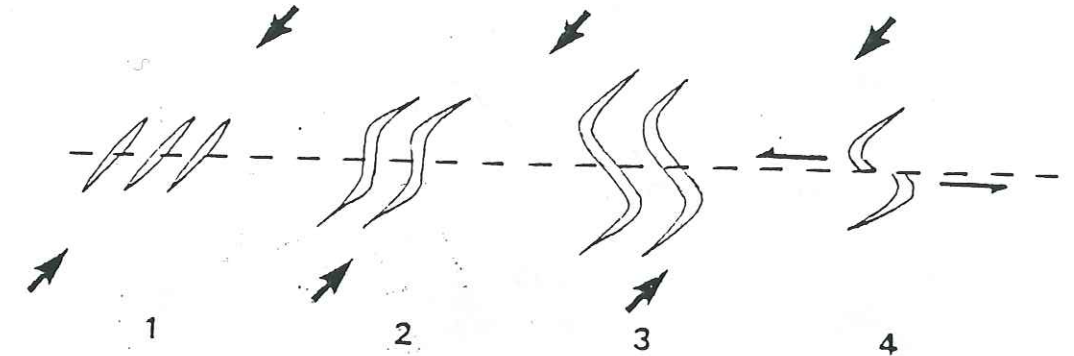


Fig. 5.18: Evolution des fentes de tension en échelon dans une zone de cisaillement; les flèches indiquent la direction de raccourcissement d'après F. BERGERAT (1985).

5.2.4.3 - Les stylolites: ils sont le résultat d'un rapprochement de deux éléments de roche avec dissolution différentielle sous l'action d'une contrainte lithostatique ou tectonique. Ils sont matérialisés surtout dans les calcaires. L'orientation des pics sur un joint stylolitique indique la direction de raccourcissement (fig. 5.19).

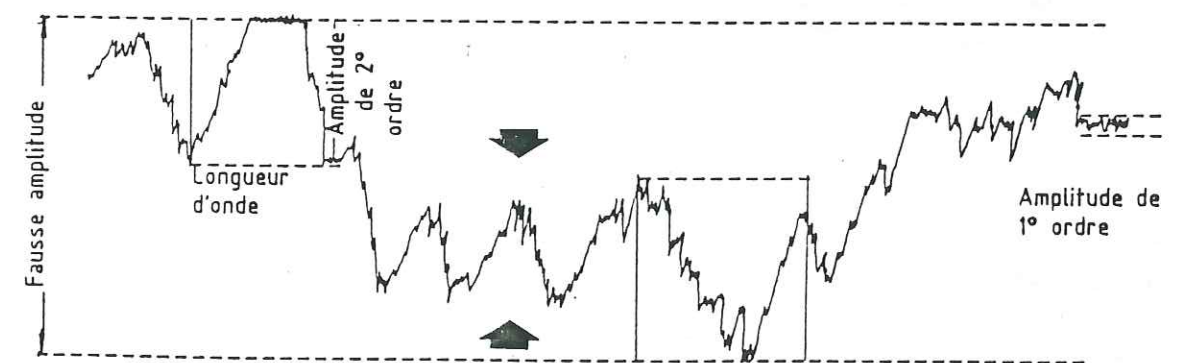


Fig.5.19: L'amplitude d'un stylolite, les flèches indiquent la direction de raccourcissement d'après la chambre syndicale de la recherche et de la production du pétrole et du gaz naturel comité des techniciens, 1983.

5.2.5 - Méthode des dièdres droits

Le principe de cette méthode est qu'à chaque jeu de faille peuvent être associés quatre dièdres droits (deux en compression, deux en extension), définis par le plan de faille et le plan auxiliaire. La figure 5.20 montre la définition des dièdres droits pour le jeu d'une faille d'après ANGELIER & MECHLER, 1977, où E, dièdres droits d'extension et C dièdre en compression pour le jeu d'un plan de faille (gris) dans le sens indiqué par les flèches. Le plan auxiliaire (blanc) est (perpendiculaire à la strie, perpendiculaire à $\vec{\tau}$, composante tangentielle de $\vec{\sigma}$) et contient la normale \vec{n} au plan de faille (fig. 5.20a). Sur la figure 5.20b, le mécanisme d'un jeu de faille (sur hémisphère inférieur, canevas de SCHMIDT). PF: plan de faille; A: strie; PA: plan auxiliaire; P: axe des pressions; T: axe des tensions; B: axe de mouvement nul.

Les plans PA et PF divisent l'espace en dièdres. La contrainte principale maximale σ_1 est contenue dans les dièdres en compression (en gris) et la contrainte principale minimale σ_3 dans les dièdres en extension (en blanc).

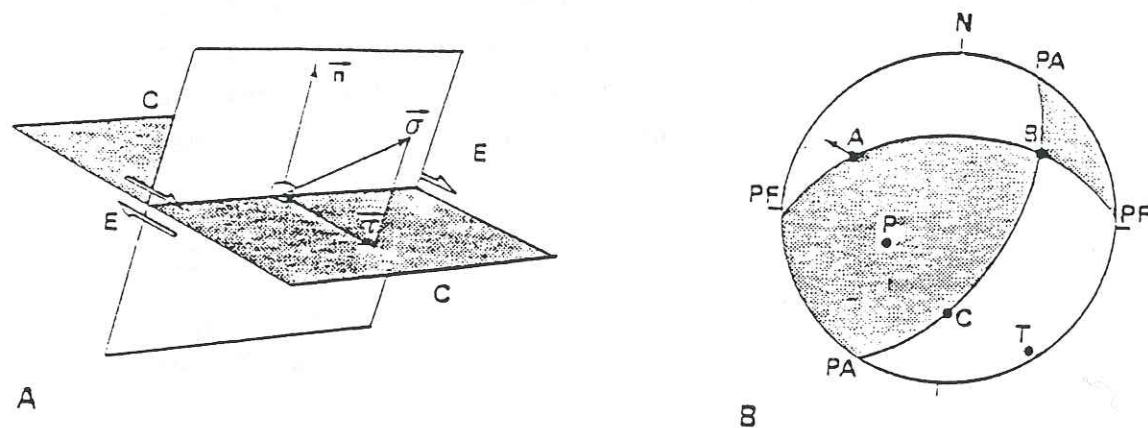


Fig. 5.20 - Définition des dièdres droits pour le jeu d'une faille d'après ANGELIER & MECHLER, 1977 L'explication dans le texte.

L'application de cette méthode peut être graphique en projection sur hémisphère (inférieur, canevas de SCHMIDT). Le plan de faille, le plan auxiliaire dont le pôle est la strie, les quatre zones ainsi délimitées sur le diagramme sont identifiées d'après les sens du jeu (fig. 5.21a),

la même construction est faite pour une deuxième faille et seules sont retenues les zones communes de compression (en noir) et d'extension (en blanc).

L'application automatique de cette méthode fait intervenir le pourcentage: proportion des dièdres en compression et en extension pour chaque direction de l'espace. la figure 5.21b est un exemple, les valeurs 0 et 100 correspondent respectivement aux directions de l'espace en raccourcissement et en extension pour toutes les failles.

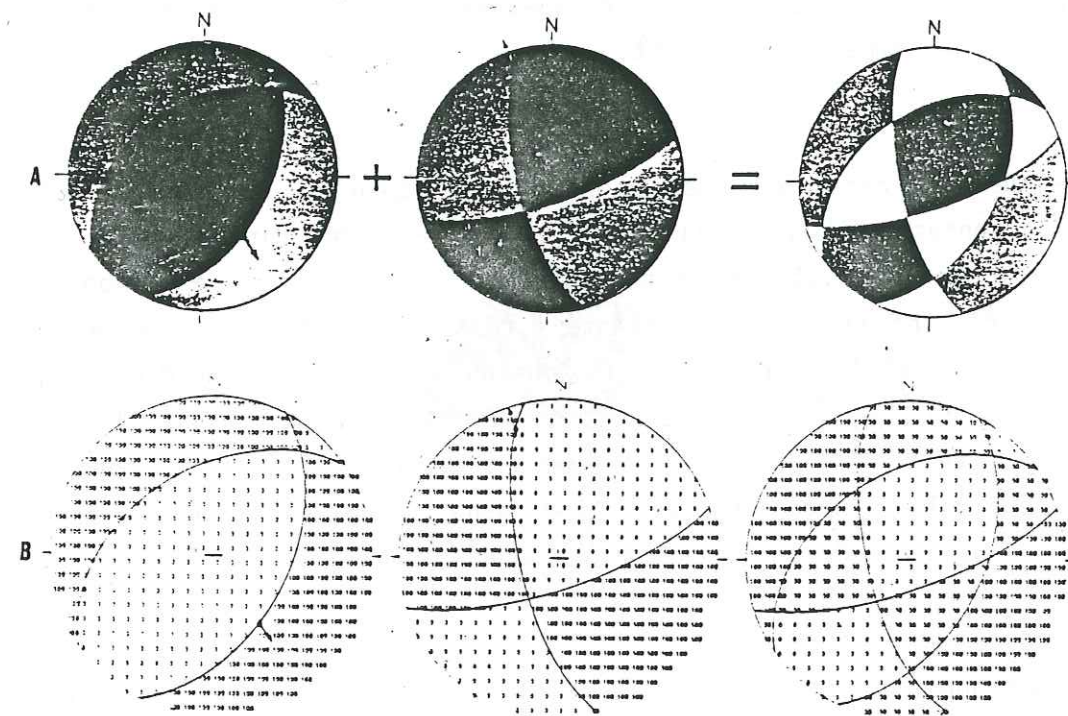


Fig.5.21: La méthode des dièdres droits: A: construction graphique pour deux jeux de failles. B: diagrammes correspondant tracé automatiquement d'après ANGELIER & MECHLER, 1977.

La méthode des dièdres droits présente un autre avantage, elle est directement applicable aux mécanismes aux foyers des séismes car elle n'exige pas de choix préalable entre les deux plans nodaux (ANGELIER & MECHLER, 1977).

5.2.6 - La méthode du calcul du tenseur moyen des contraintes

La méthode des dièdres droits a l'avantage d'être simple et applicable manuellement, mais elle ne permet pas de déterminer les directions optimales des contraintes principales. Elle ne fournit que des faisceaux de direction possible (ANGELIER, 1979).

ANGELIER (1979, 1983) a perfectionné une méthode qui permet la recherche numérique d'un tenseur de contraintes; cette méthode passe obligatoirement par le calcul numérique, la recherche du tenseur moyen ne pouvant se faire graphiquement.

L'idée de base dans la recherche du tenseur moyen des contraintes est que l'orientation d'une faille est considérée comme indépendante de l'orientation des systèmes de contrainte, il peut s'agir de n'importe quelle discontinuité préexistante (diaclyse, faille ancienne, fente....), c'est la direction et le sens du mouvement le long d'un plan donné qui est significatif, car conformément au vecteur cisaillement induit sur cette faille par le tenseur des contraintes, valable dans le cas général "la méthode l'est à fortiori dans les cas particuliers comme celui des systèmes de cisaillements conjugués" (ANGELIER, 1983).

Certaines approximations sont faites, ainsi on néglige les interactions entre les failles, de même que les variations d'orientations ou de rapport des axes de contraintes à l'intérieur du volume rocheux considéré. Cependant, la validité du calcul peut être vérifiée en comparant pour chaque faille de la population analysée l'écart entre la strie réelle et la strie théorique imposée par le tenseur moyen calculé pour cette population (ANGELIER, 1983).

Les méthodes et les programmes informatiques utilisés au cours de ce travail sont ceux d'ANGELIER, ils ont été décrits en détail par ce dernier (ANGELIER, 1979, 1987).

L'analyse complète d'un site de mesures à partir des programmes d'ANGELIER comprend trois diagrammes (Fig. 5.22), tracés automatiquement. Le premier illustre une méthode de recherche quadridimensionnelle du tenseur des contraintes. Le 2ème illustre les plans de failles avec leur stries en projection sur canevas de SCHMIDT, hémisphère inférieur et le 3ème représente les pôles des plans de failles.

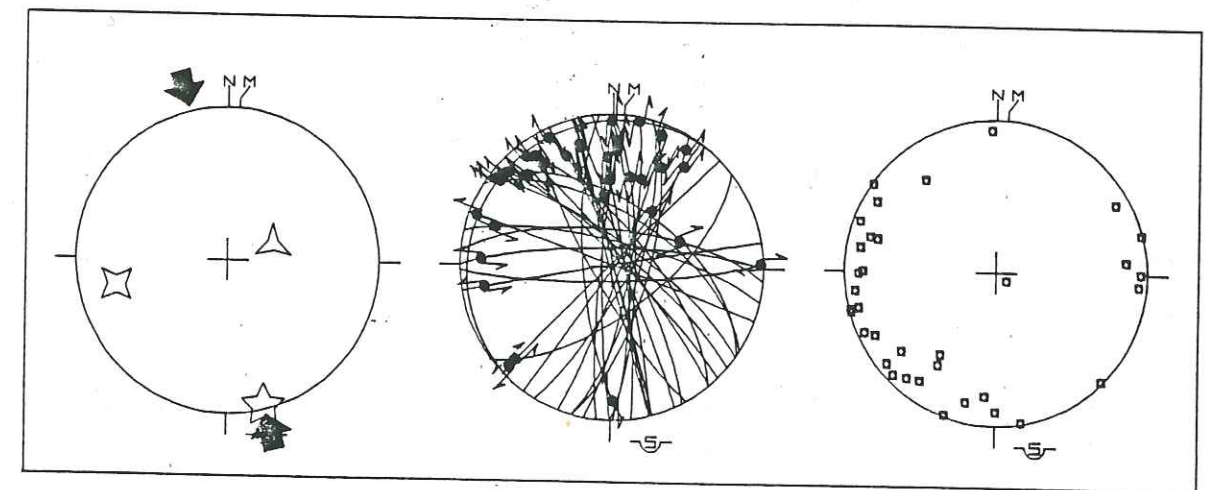


Fig.5.22 - Exemples d'analyse d'un site faillé et recherche des axes des paléo-contraintes: carrières Hayaline (ALGHAB).

~S~ : canevas de SCHMIDT, hémisphère inférieur

N : Nord géographique

M.: Nord magnétique

☆ : Axe principal du tenseur des contraintes σ_1

☆ : Axe principal du tenseur des contraintes σ_2

△ : Axe principal du tenseur des contraintes σ_3

5.2.7 - Géométrie des champs de failles

Les populations de failles ont été mesurées dans la région d'Alghab, au voisinage de l'accident lithosphérique majeur N-S et des zones associées.

Le fossé d'Alghab se situe entre deux massifs: le massif Alaouite à l'Ouest et le Djébel Zawiyé à l'Est; il est encadré par des failles majeures N-S qui limitent ces deux massifs et dont le rejet structural est d'environ 1000 m à l'Ouest et 500 m à l'Est.

Cette structure d'effondrement présente les caractéristiques d'un bassin de pull-apart; le remplissage détritique pliocène et quaternaire a en carte une forme trapézoïdale (Fig.5.15). Cette structure est située en relais entre deux segments de la faille du Levant; elle est limitée à ses extrémités par des failles normales orientées NW-SE.

Les failles subméridiennes montrent un caractère décrochant sénestre illustré, en particulier, par l'analyse des mécanismes des failles orientées NE-SW qui montrent un jeu décrochant sénestre avec une composante inverse.

Les mesures microtectoniques ont été effectuées dans les séries néogènes quand cela était possible. Mais on a souvent pris en considération des populations de fractures qui affectent les séries mésozoïques et paléogènes, en s'assurant par leur morphologie et leur emplacement qu'un âge récent était vraisemblable pour leur fonctionnement.

La bonne compatibilité entre les états de contrainte calculés dans les séries anténéogènes et dans les séries néogènes montre que cette prise en considération des sites observés dans les séries anté-néogène est raisonnable.

5.2.8 - Les directions de déformation

L'analyse structurale et tectonique a permis grâce à la collecte de près de 700 mesures de plans de faille et des stries associées de reconstituer et d'individualiser plusieurs directions de déformation ayant contrôlé la tectonique depuis le Miocène jusqu'au Quaternaire.

La plus ancienne de ces directions est caractérisée par une direction de compression E-W. Elle n'est présente que localement au NW du bassin (Fig. 5-27). La seconde direction de compression est la plus répandue. Elle est proche de N-S et bien marquée dans cette zone par un système de décrochements sénestres. Deux directions d'extension ont été également observées localement au voisinage du bassin pull-apart d'Alghab. La direction la plus représentée est proche de NE-SW; l'autre proche de N-S se manifeste dans une seule station de mesure (N 7, au demeurant mal contrainte) située dans la même région où se manifeste la compression E-W.

5.2.9 - Les états de contraintes calculés

Ceux-ci peuvent globalement être considérés en deux temps:

5.2.9.1 - Phase Eocène

La station n°12 (fig.5.23) est la seule qui montre une compression pure E-W; il est à noter que cette station est mal contrainte: 8 mesures au total, dont des stries non compatibles avec cette direction de compression E-W. Cette station se situe dans le Crétacé calcaire à calcaréo-dolomitique.

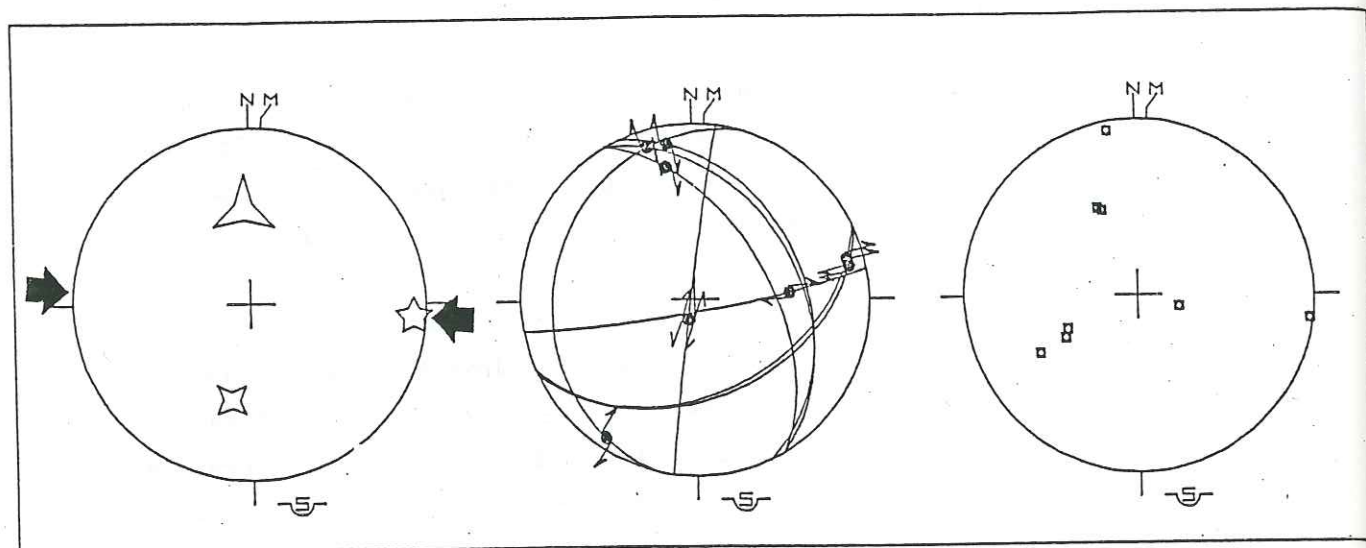


Fig. 5-23: Analyse d'une population de failles affectant les séries calcaréo-dolomitiques du Crétacé sur la route de Bdama, station n°12, elle est la seule qui montre une compression pure E-W

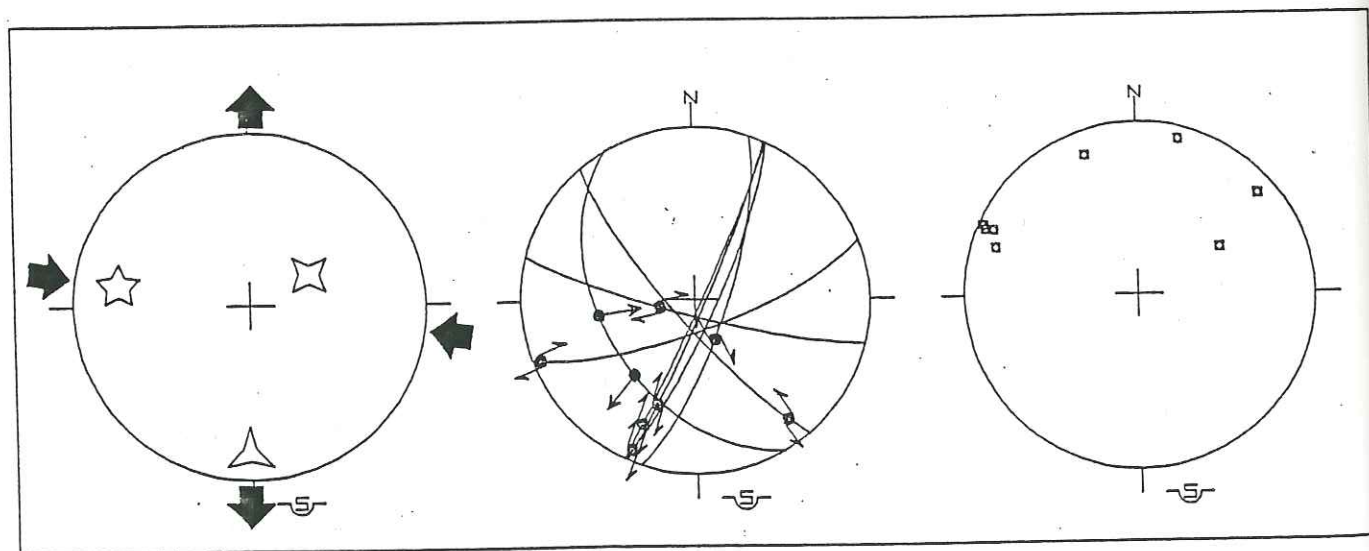


Fig. 5-24: Analyse d'une population de décrochement compressive E-W affectant les séries calcaréo-dolomitiques du Jurassique à FRIKE, station n°2

La station n°2 (fig. 5-24) est mesurée dans les formations calcaréo-dolomitiques jurassiques. Elle montre un décrochement compressif E-W, ces mouvements impliquent un état de contrainte défini par une compression horizontale (σ_1) approximativement E-W et une extension (σ_3) également horizontale N-S.

La station n°14 (fig. 5.25) qui se trouve dans les séries calcaréo-argileuses de l'Eocène montre des caractéristiques semblables.

Le site n°7 (fig. 5.26) mesuré dans les séries calcaréo-argileuses d'âge Eocène supérieur montre une distension N-S caractérisée par un champ de contrainte où la contrainte principale maximale σ_1 était subverticale et la contrainte principale minimale σ_3 horizontale subméridienne.

Il est à noter que ces quatre sites n° 12, 2, 14, 7 se regroupent au N-W du bassin pull-apart d'Alghab (fig. 5.27) et ne concernent que les séries anté-néogènes. Pour cette raison, cette phase est attribuée à l'Eocène.

Les variations, extension N-S au site 7, compression E-W au site 12, peuvent s'expliquer comme des phénomènes locaux au sein d'un régime décrochant caractérisé par une compression E-W et une extension N-S.

Des systèmes de contraintes similaires ont été retrouvés dans la région d'Antioche au N-W de la zone étudiée (communication personnelle N. LYBERIS, 1990). Il faut signaler que l'ensemble de ces sites est incompatible avec le mouvement sénestre le long de la faille du Levant.

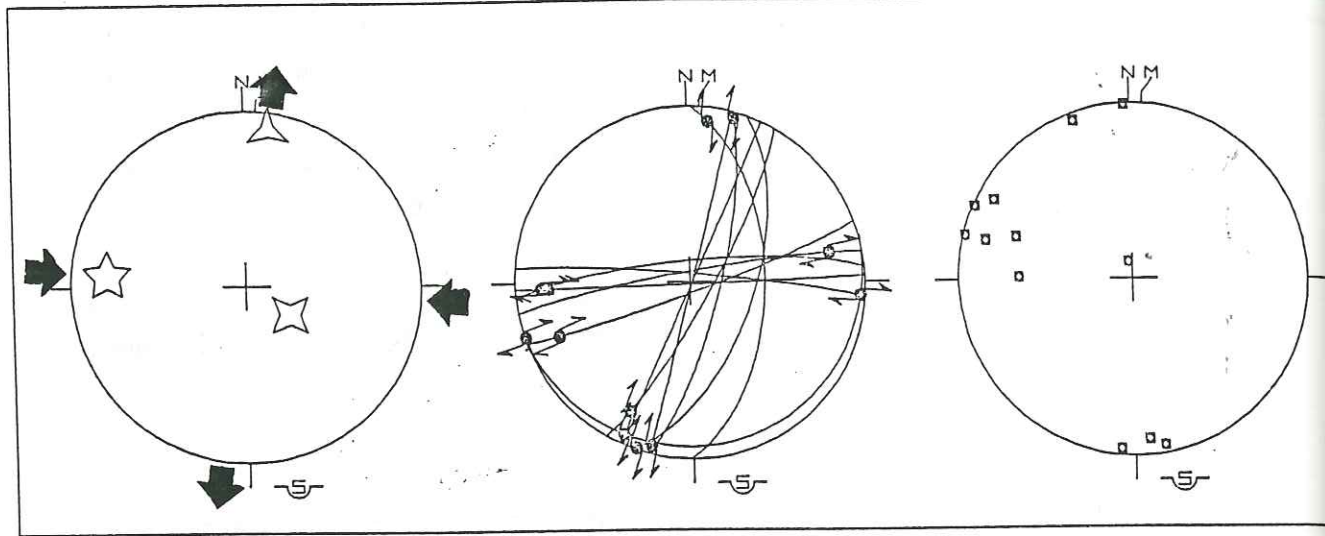


Fig. 5-25: Analyse d'une population de décrochements affectant les séries calcaréo-argileuses de l'Eocène à BAD, station n° 14 - Compression E-W.

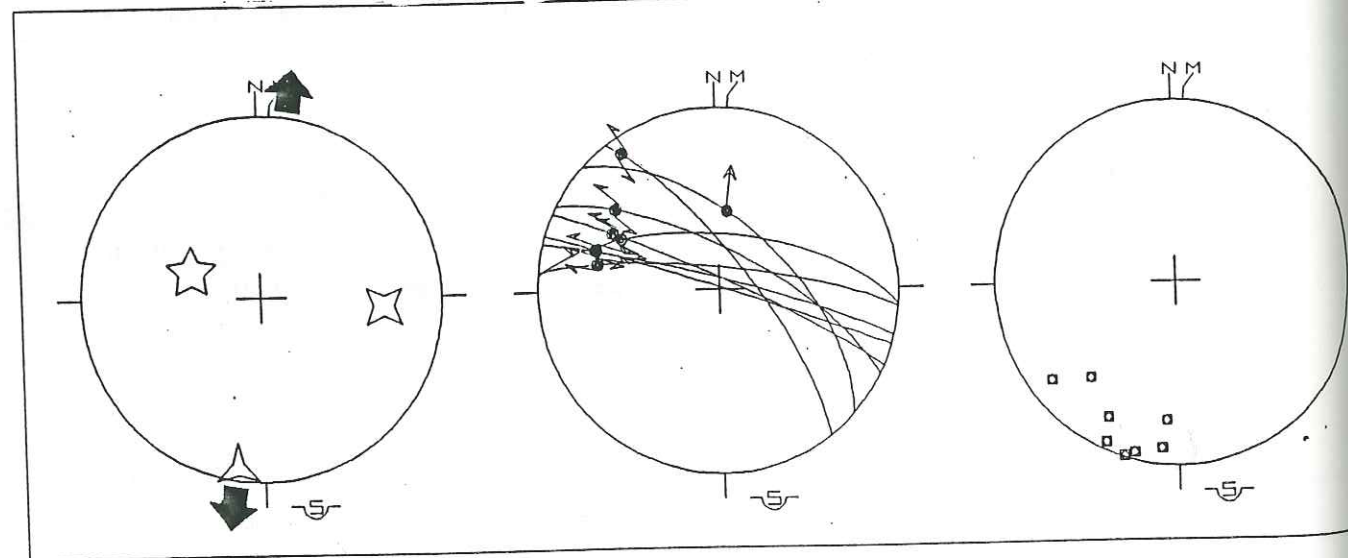


Fig. 5-26: Analyse d'une population de failles affectant les séries calcaréo-argileuses de l'Eocène supérieur à BAKSERIA, station n°7 - Distension N-S.

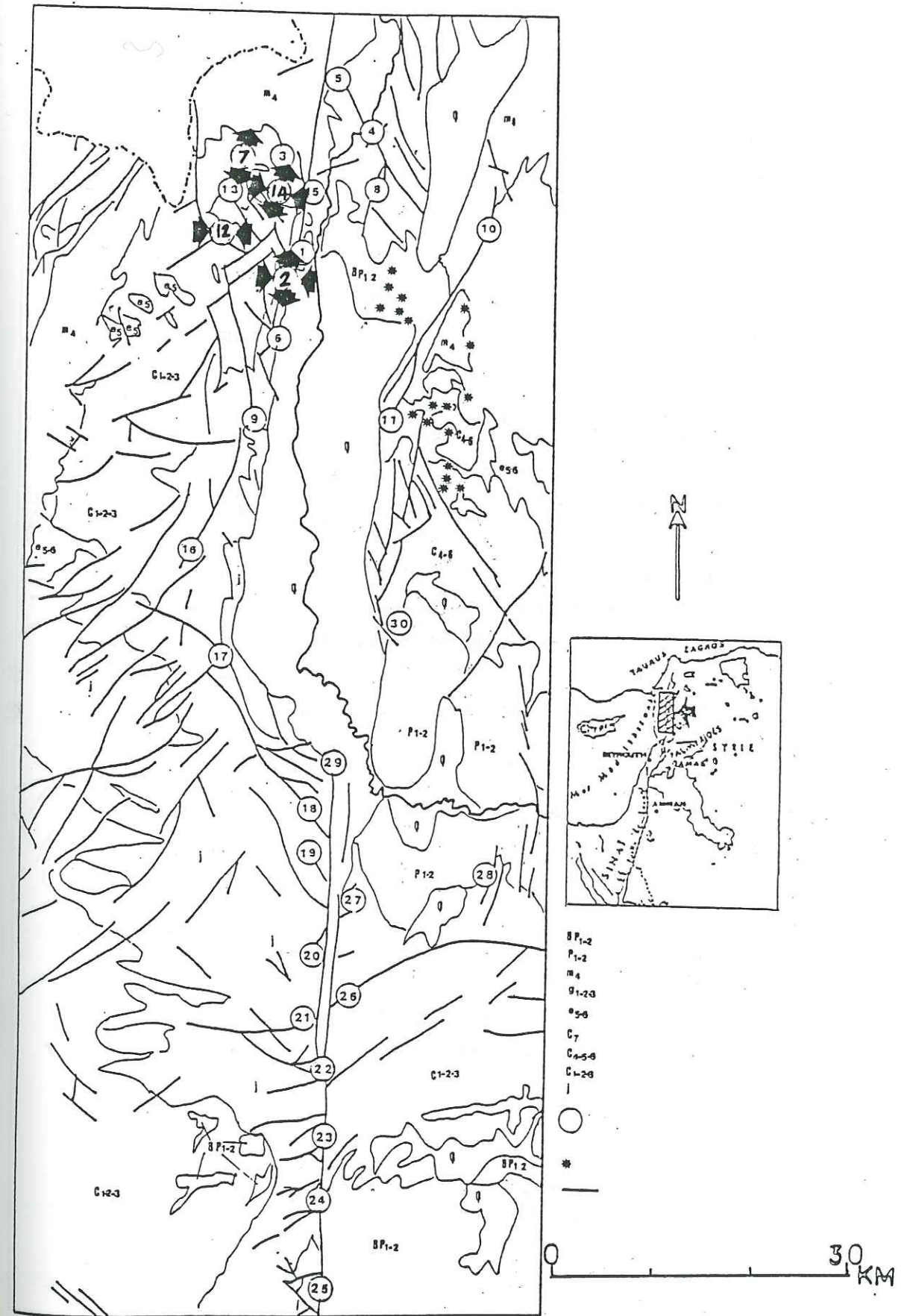


Fig. 5-27 Reconstitution du champ de contrainte affectant les séries anté-néogènes Cette phase est attribuée à l'Eocène

5.2.9.2- Phase Mio-Plio-Quaternaire

Les tenseurs calculés sont tout à fait cohérents avec les jeux décrochants qui caractérisent le mouvement sénestre le long de la faille du Levant. Les états de contraintes calculés sont:

- Extension NE-SW: elle est trouvée au voisinage du bassin d'Alghab (fig. 5-28) dans des séries stratigraphiques variées depuis le Jurassique jusqu'au Miocène moyen, et dans des lithologies variées: calcaire, dolomite, calcaire argileux, marnes. Cet épisode d'extension est à l'origine d'un système de failles normales NW-SE; l'analyse de ces failles indique que le champ de contrainte était caractérisé par une contrainte principale maximale σ_1 subverticale et une contrainte principale minimale σ_3 horizontale NE-SW.

Les stations n° 8 et 1 (Fig. 5.29 et 5.30) respectivement sont assez mal contraintes, 6 à 7 mesures montrent une extension NE-SW d'azimut 25 à 35°.

Les sites n° 18 et 9 (fig. 5.31 et 5.32), mieux contraints, montrent une extension d'azimut 45° et les sites n° 24 et 4 (fig. 5.33 et 5.34) montrent une extension d'azimut 60 à 65°.

Le site 29, bien contraint, (fig. 5.35) montre une direction d'extension d'azimut 75°, donc plus proche d'E-W. Nous interprétons cette variation comme une accommodation locale au voisinage d'une faille lithosphérique N-S.

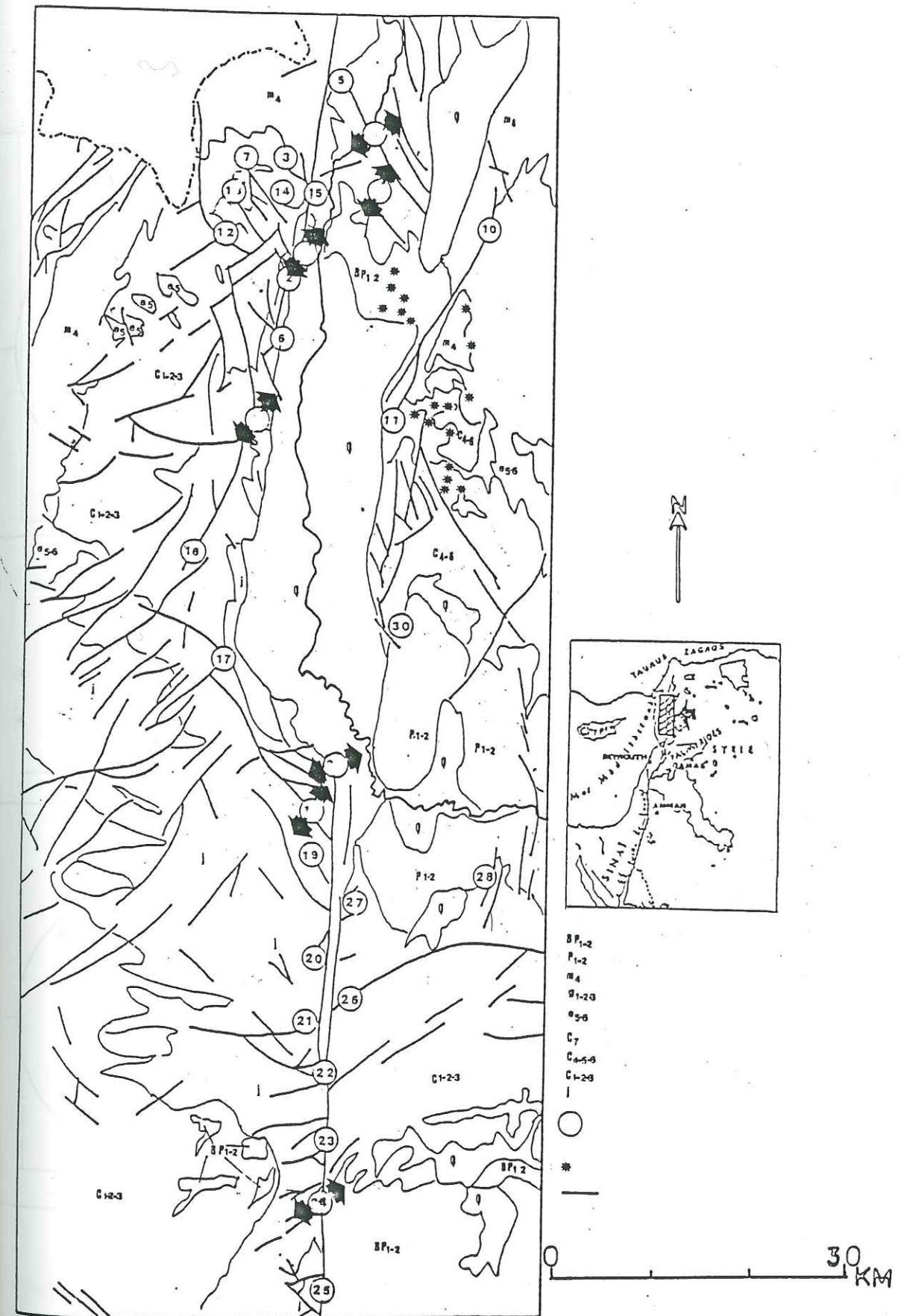


Fig. 5-28: Reconstitution du champ de contrainte affectant des séries stratigraphiques variées depuis le Jurassique jusqu'au Miocène moyen, attribuée à la phase Mio-Pliocène-Quaternaire

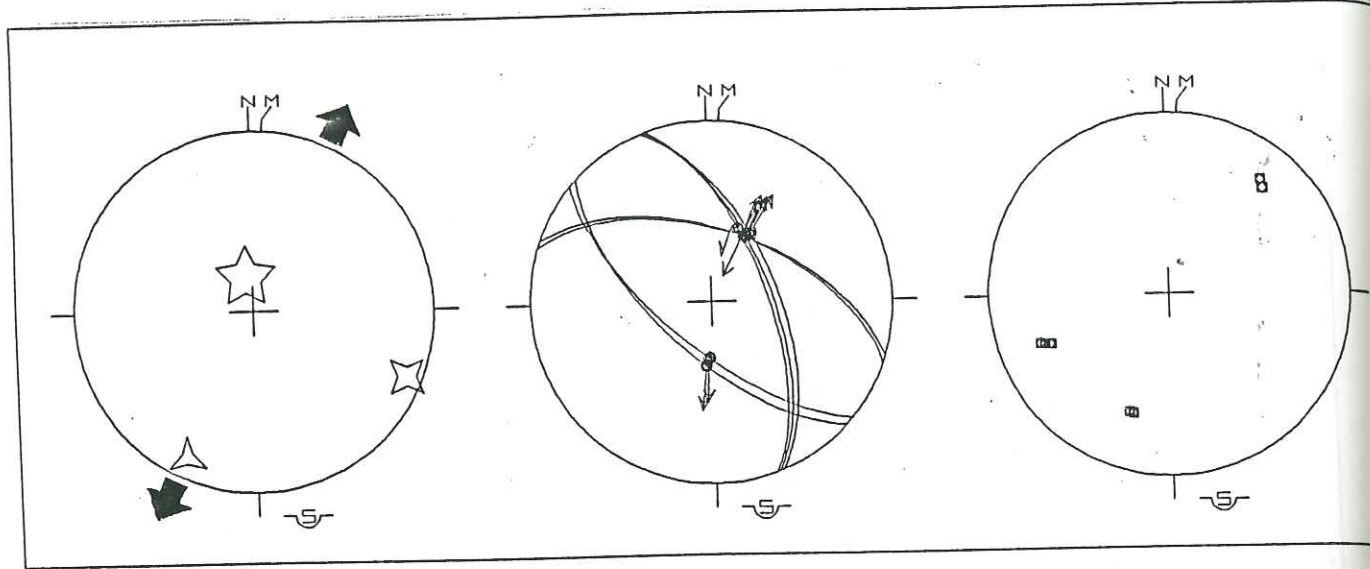


Fig. 5-29 Analyse d'une population de failles dans les environs de NAKLET, station n°8.
Extension NE-SW

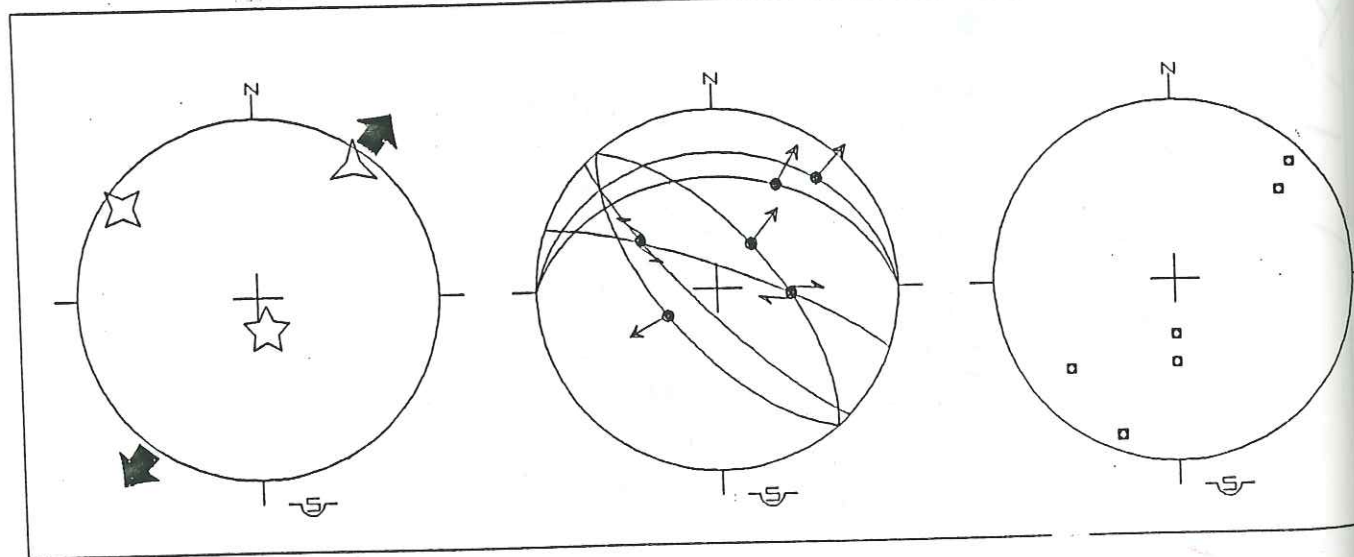


Fig. 5-30 Analyse d'une population de failles dans les environs d'ISHTABRAK, station n°1
Extension NE-SW

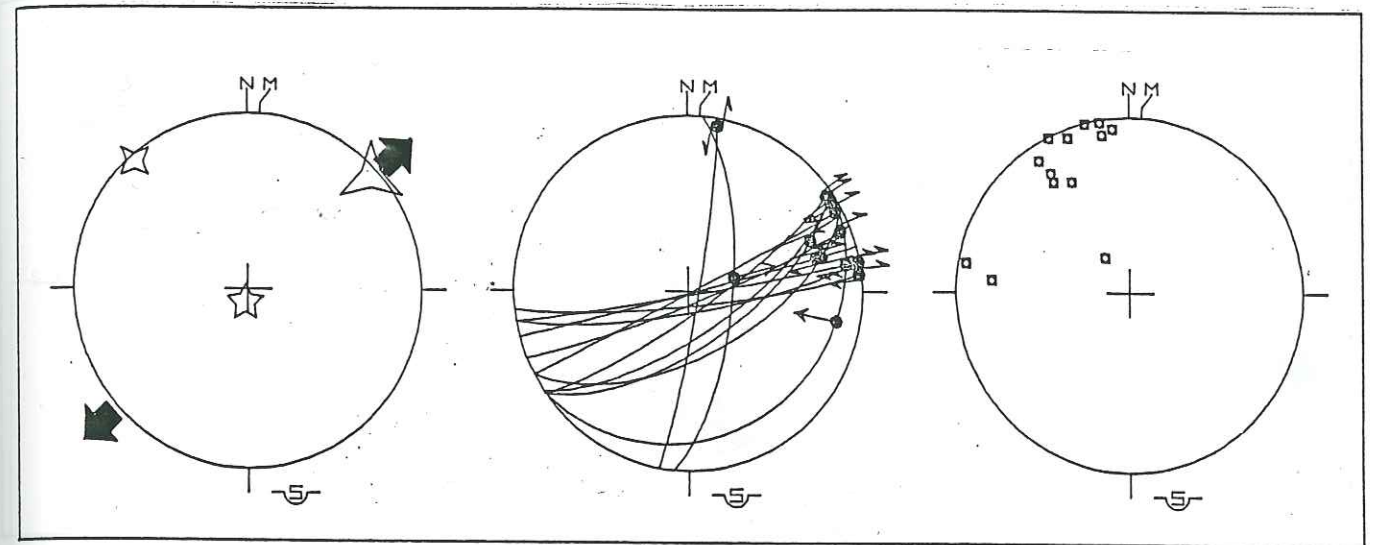


Fig. 5-31: Analyse d'une population de failles à ABOU QBESSE, station n°18
Extension NE - SW

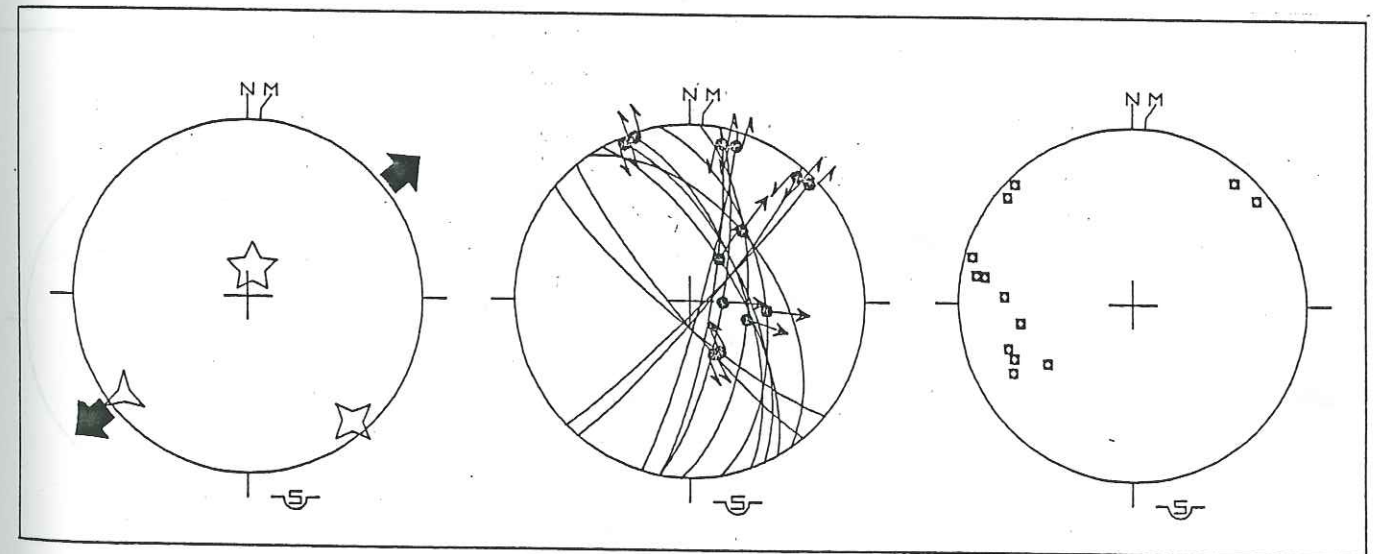


Fig. 5-32: Analyse d'une population de failles à JOURNE, station n°9
Extension NE-SW

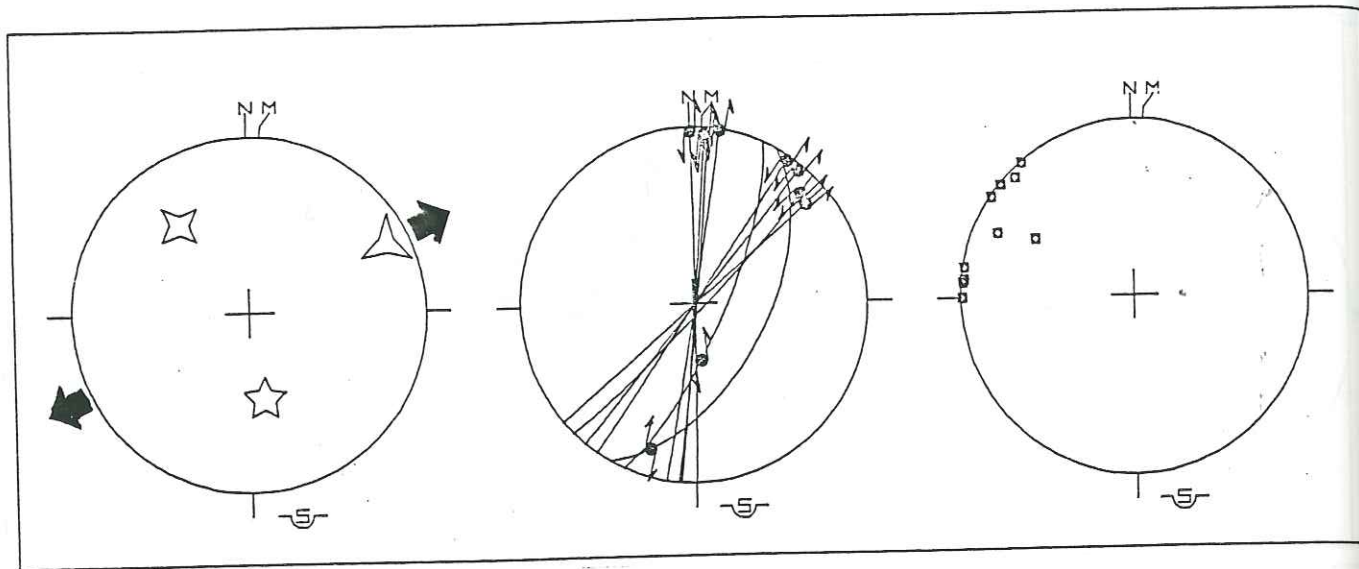


Fig. 5-33: Analyse d'une population de failles à AL SHMESH, station n° 24
Extension NE-SW

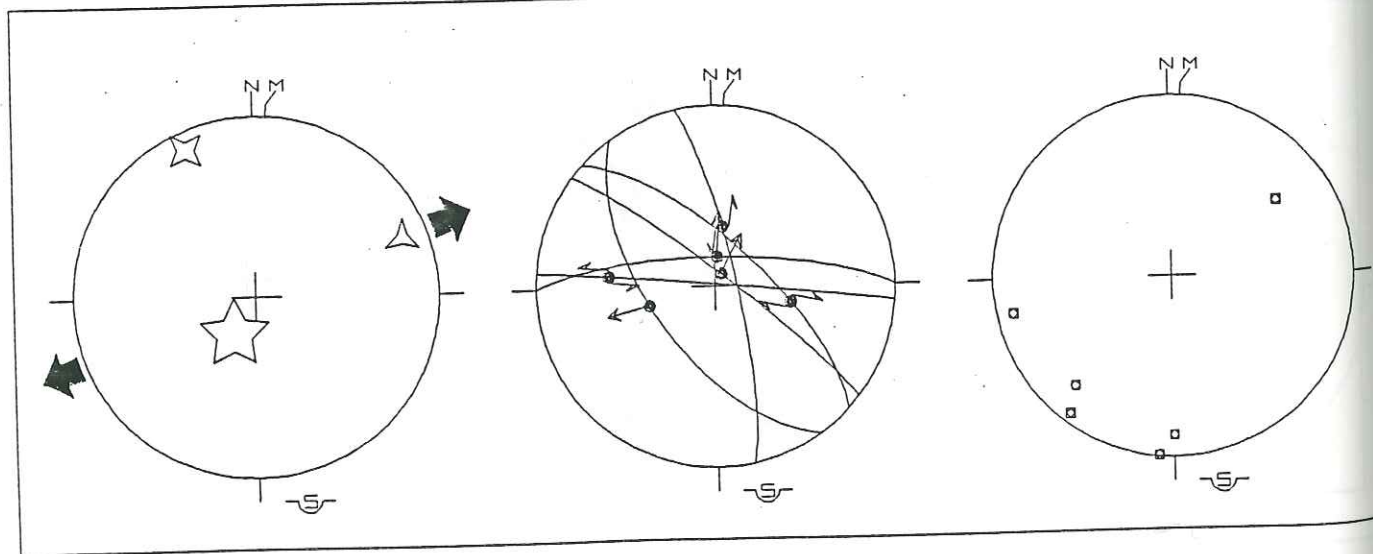


Fig. 5-34: Analyse d'une population de failles (carrière Yossef SILIMAN), station n° 4
Extension proche de E-W

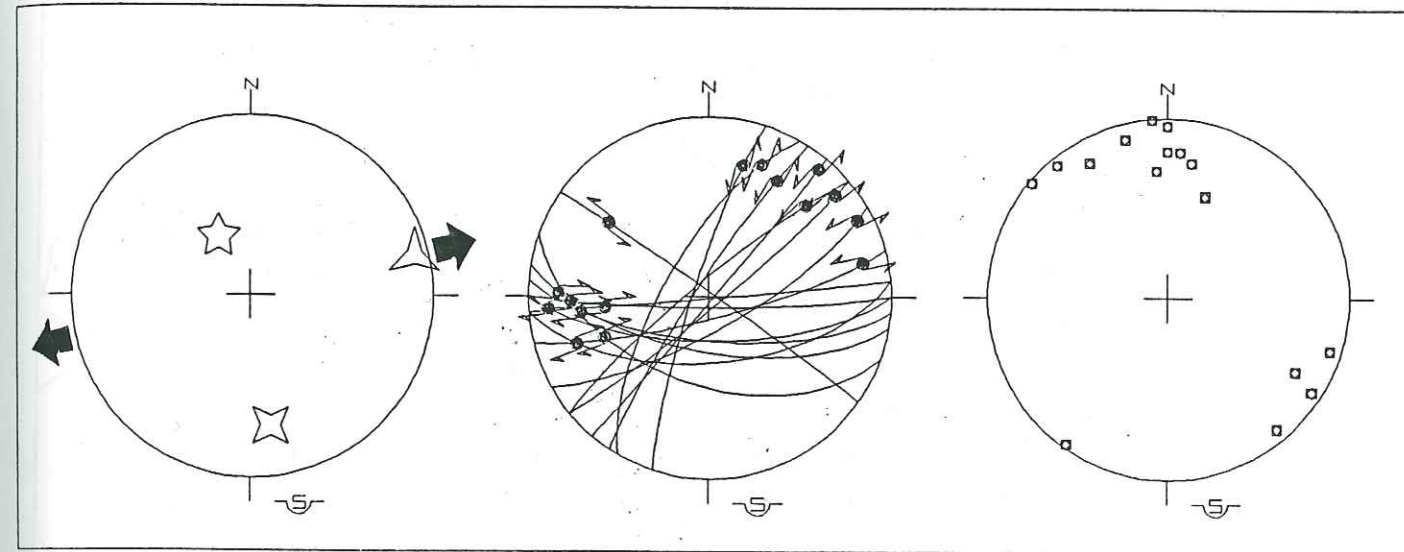


Fig. 5.35: Analyse d'une population de failles à ALBARED, station n° 29
Extension E-W

Cette direction n'a pu être datée de façon absolue, mais elle est postérieure à la compression NW-SE.

- Compression NW-SE: La phase de compression N-S est la phase majeure dans le bassin d'Alghab. Elle a créé des structures importantes se traduisant essentiellement par des décrochements sénestres NE-SW et dextres NW-SE.

Les microstructures se composent de stylolites horizontaux sensiblement N-S et de fentes de tensions de même direction qui témoignent d'une compression subméridienne. Cette phase correspond à un régime tectonique dont la contrainte principale maximale σ_1 est proche de 160° N, ce qui est tout à fait cohérent avec le déplacement de la plaque arabe vers le N depuis 12 Ma (Miocène moyen à supérieur).

Cette phase est caractérisée en 15 stations: n° 11, 19, 25, 26, 17, 30, 28, 27, 20, 23, 21, 13, 16, 3, fig. 5.36. Les stations n° 11, 19 et 25 montrent une compression pure NW-SE à N-S, les autres montrent une compression décrochante.

- Compression NW-SE à N-S: Le site n°11 (fig.5.37) montre une compression NW-SE. Elle se traduit essentiellement par des failles orientées NE-SW qui jouent en décrochement sénestre avec une légère composante inverse sur les fractures de Riedel R, et par des failles NW-SE en décrochement dextre. Ce site se situe au contact entre les basaltes alcalins d'âge Pliocène et le Crétacé, le long d'une faille orientée NNE-SSW. Les mesures sont effectuées dans une carrière de Crétacé calcaire. Le système de failles et les marqueurs de la compression caractérisent un état de contrainte où la contrainte principale maximale σ_1 est horizontale et les contraintes principales σ_2 et σ_3 sont obliques.

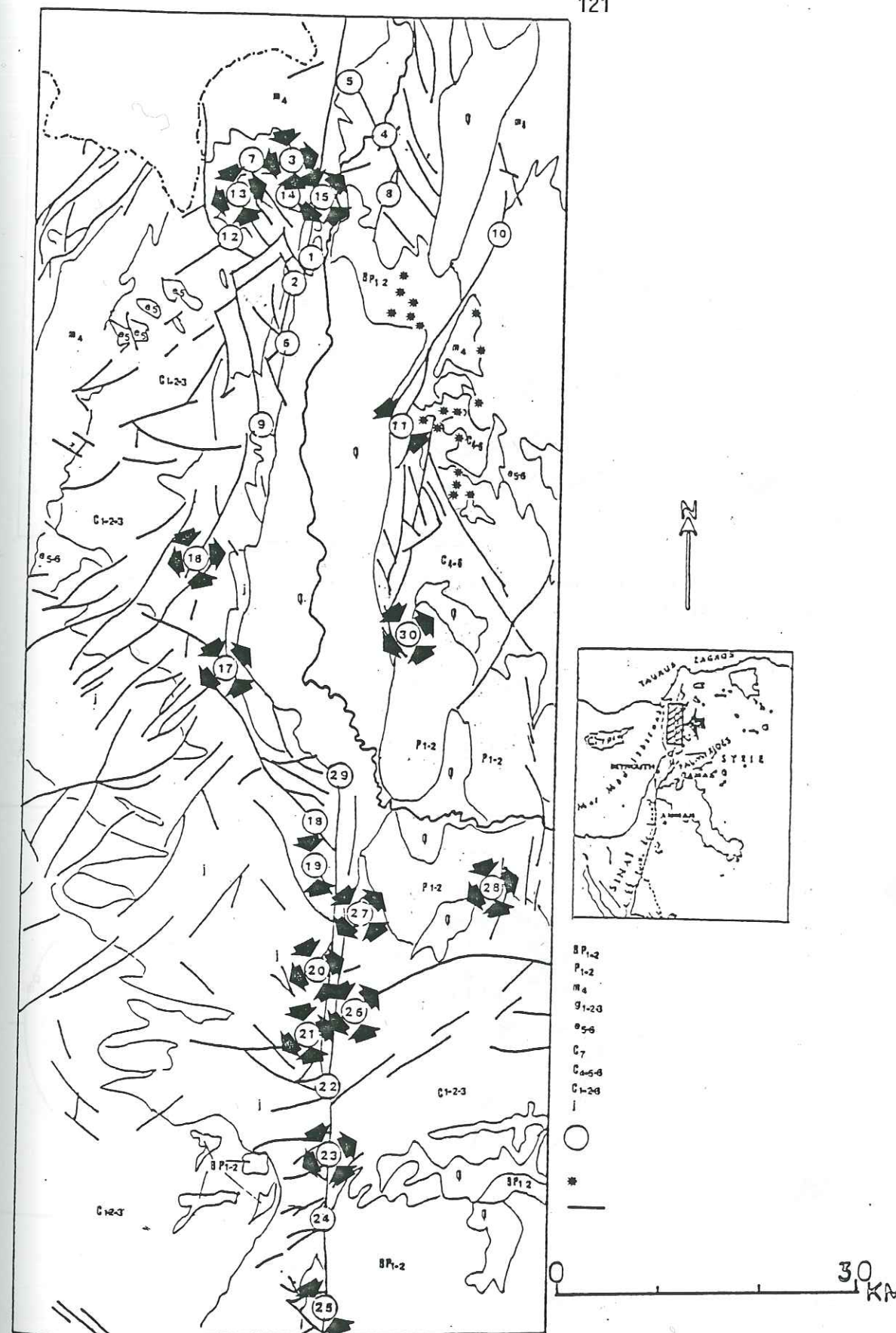


Fig. 5.36- Reconstitutions des systèmes de paléocontraintes affectant des séries stratigraphiques variées depuis le Jurassique jusqu'au Plio-Quaternaire: décrochement compressif attribué à la phase Mio-Plio-Quaternaire

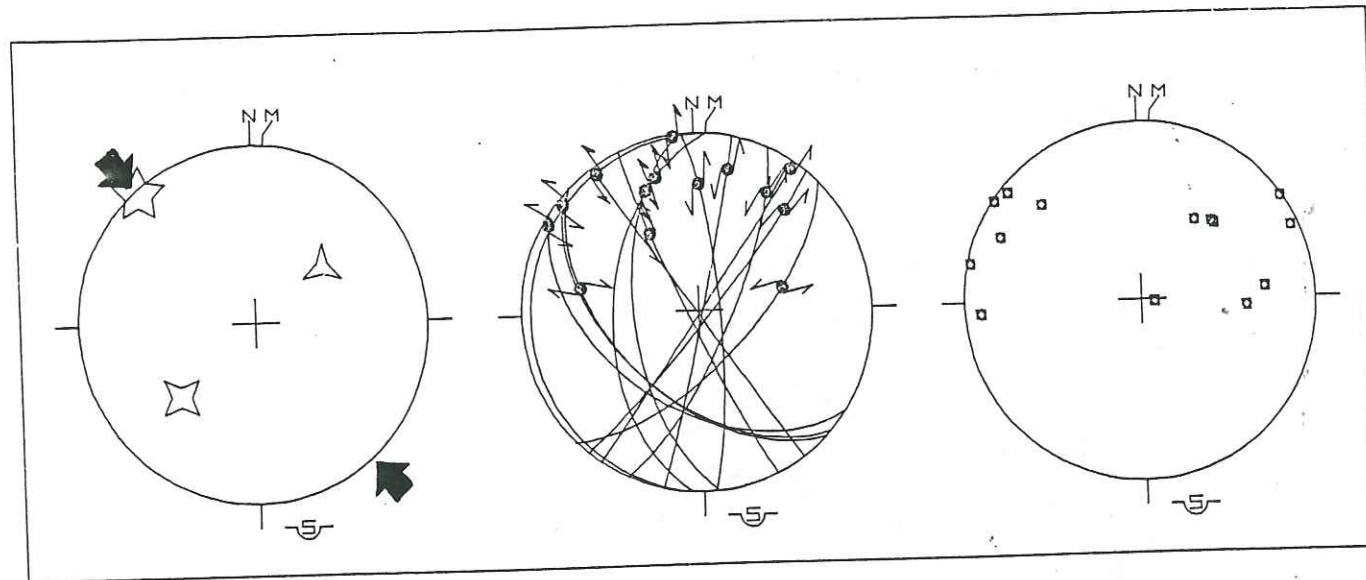


Fig. 5-37: Analyse d'une population de failles affectant les calcaires du Crétacé dans une carrière à QLEDINE, site n° 11
Compression NW-SE

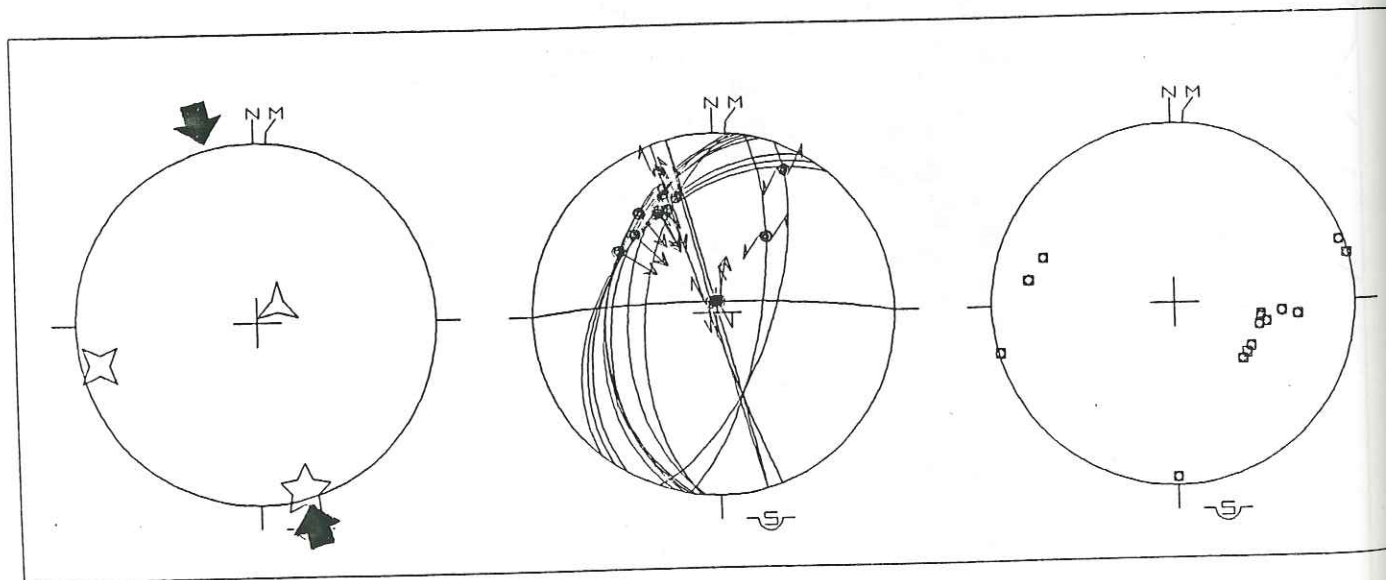


Fig. 5-38: Analyse d'une population de failles affectant les calcaires jurassiques à DER SHMIEL, site n° 19, au voisinage de la faille majeure N-S
- Compression proche N-S

Le site n° 19 (fig. 5.38) mesuré sur les calcaires jurassiques au voisinage de la faille majeure N-S montre une compression proche de N-S (165° N). Elle se traduit essentiellement par des failles NE-SW ayant joué en faille inverse avec une composante sénestre. Les états de contraintes se caractérisent par une contrainte principale maximale σ_1 horizontale et subméridienne et une contrainte principale minimale σ_3 verticale

- Décrochement compressif: Ce type de régime se rencontre au voisinage du bassin pull-apart d'Alghab. Il est bien marqué tant dans le Jurassique que dans le Plio-Quaternaire.

Les sites n° 15, 26, 17, 30 (fig. 5.39, 5.40, 5.41, 5.42) montrent un régime en décrochement compressif qui varie de 140° N au site 15 (fig. 5.39) à 150° N au site 30 (fig. 5.42). Les orientations des failles varient de NW-SE dextre au site 26 (fig. 5.40) à NE-SW sénestre au site 17 (fig. 5.41).

Les contraintes principales maximale et minimale σ_1 et σ_3 sont horizontales et la contrainte intermédiaire σ_2 est verticale. De la même façon, les sites n° 28, 27, 20, 23, 21, 13, 16) (fig. 5.43, 5.44, 5.45, 5.46, 5.47, 5.48, 5.49) montrent une direction compressive qui varie de 155° N dans le site n° 28 (fig. 5.43) à 165° N dans le site n° 16 (fig. 5.49). Le tenseur moyen montre une contrainte principale maximale σ_1 horizontale, celle de σ_3 est subhorizontale et σ_2 verticale. Enfin, le site n° 3 (fig. 5.50) montre également un régime en décrochement compressif proche de N-S (170° N) avec une extension proche d'E-W (80° N).

Ne disposant pas de stratigraphie fine dans la majorité des sites, nous ne sommes pas en mesure de séparer d'éventuels événements tectoniques superposés.

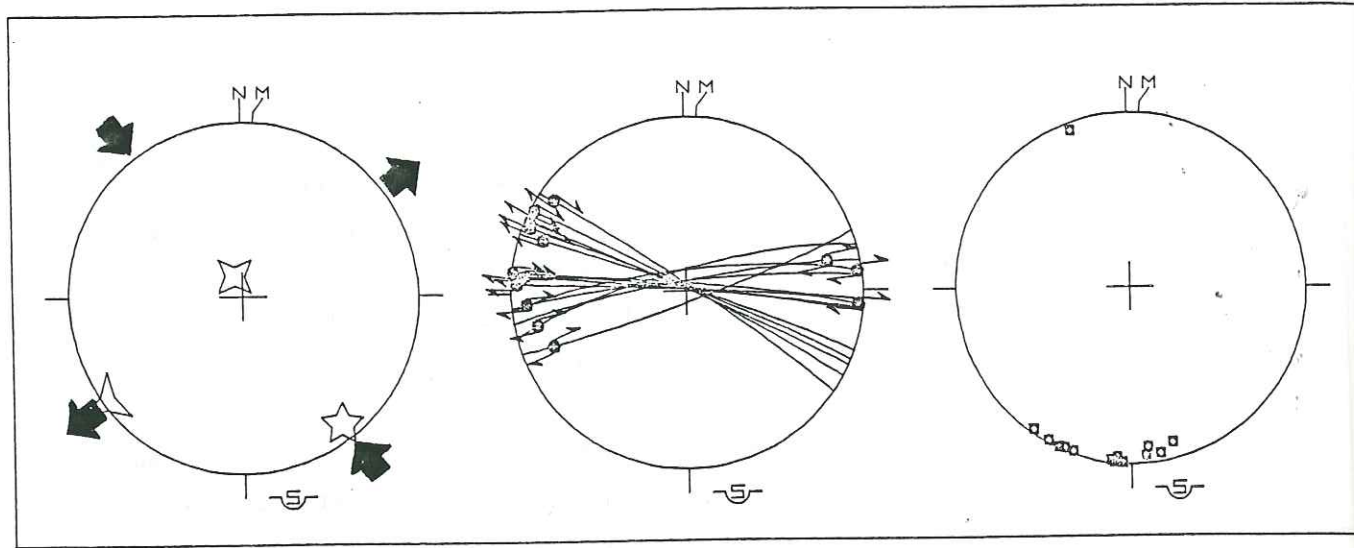


Fig. 5.39: Analyse d'une population de failles dans les environs d'AGA, site n°15
Décrochement compressif NW-SE

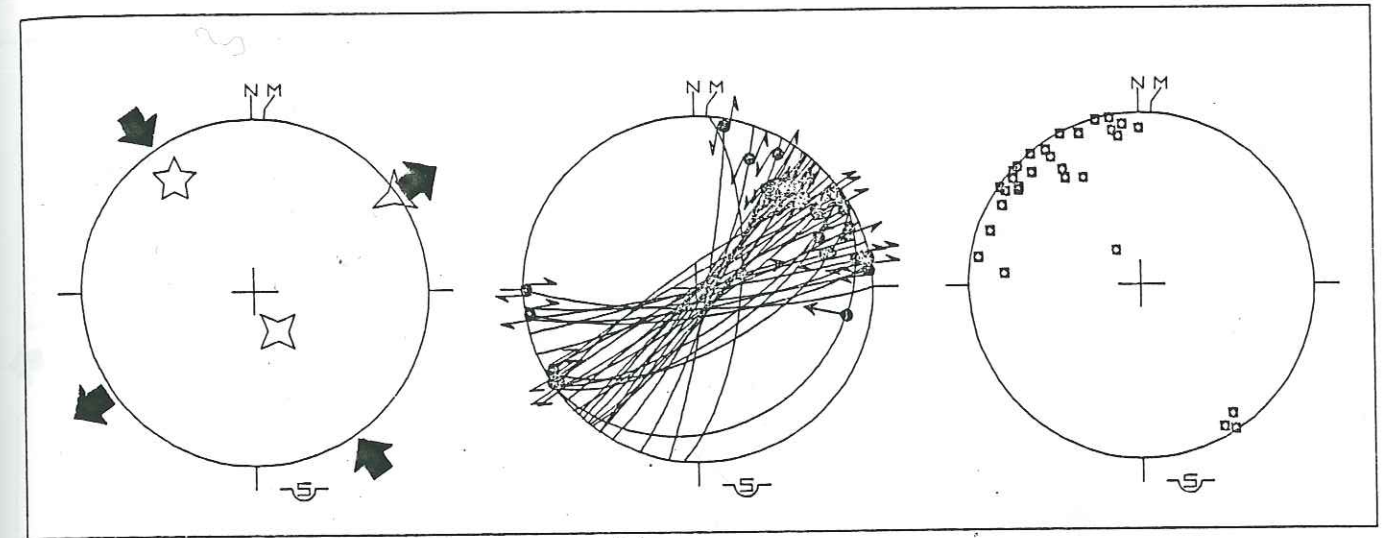


Fig. 5.41: Analyse d'une population de failles à SHATHA, site n°17
Décrochement compressif NW-SE

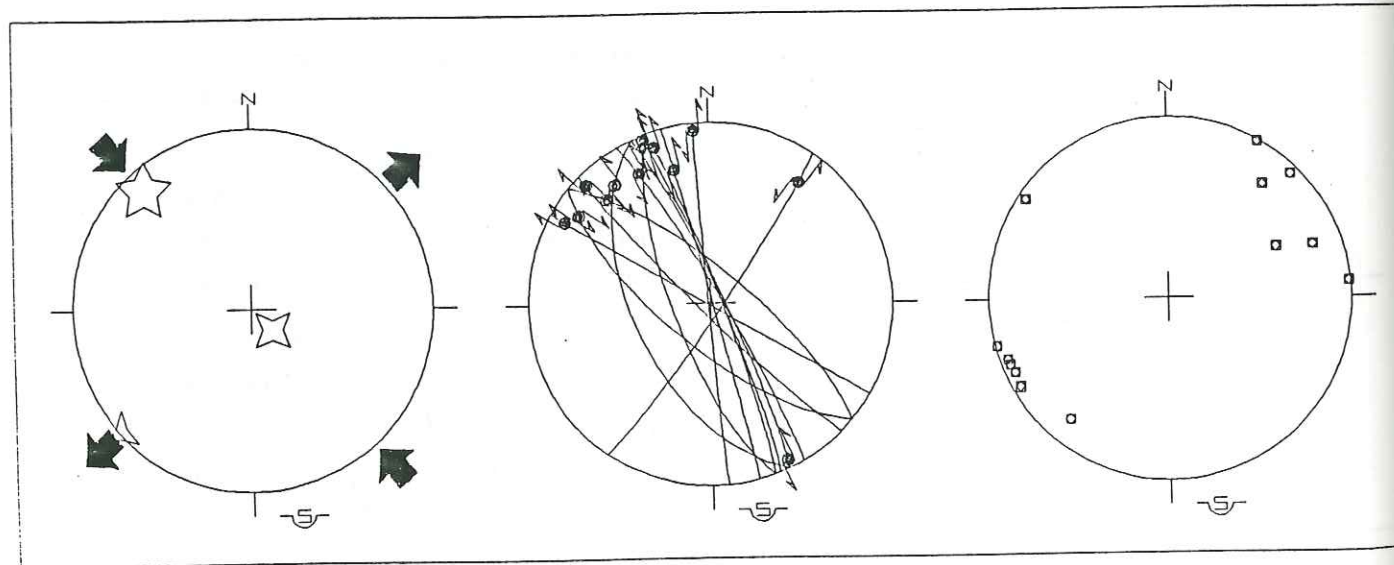


Fig. 5-40: Analyse d'une population de failles à AL BIDA, site n° 26
Décrochement compressif NW-SE

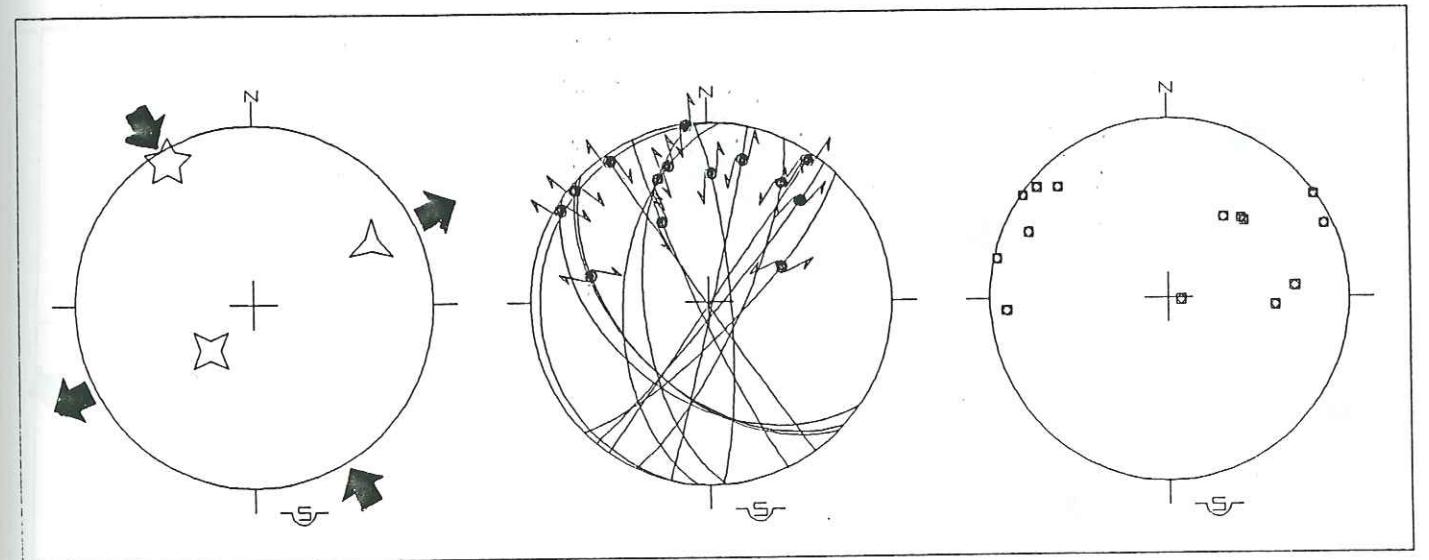


Fig. 5-42: Analyse d'une population de failles à AL MADEK, site n° 30
Décrochement compressif NW-SE

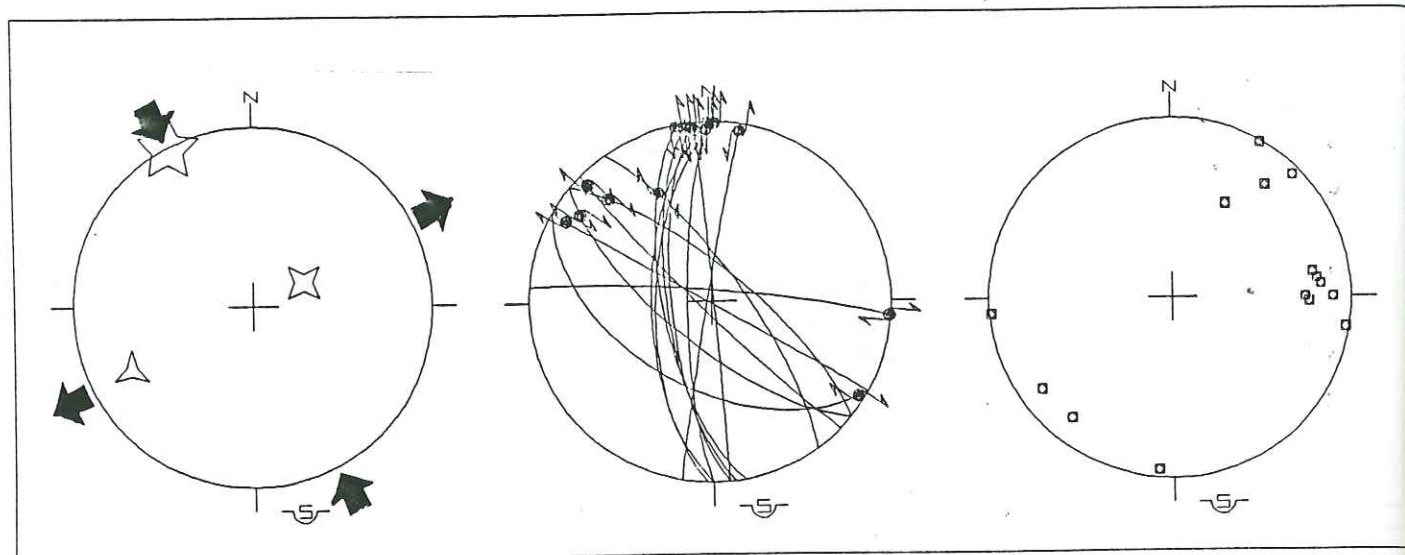


Fig. 5-43: Analyse d'une population de failles à ASSILI, site n°28
Décrochement compressif proche de N-S

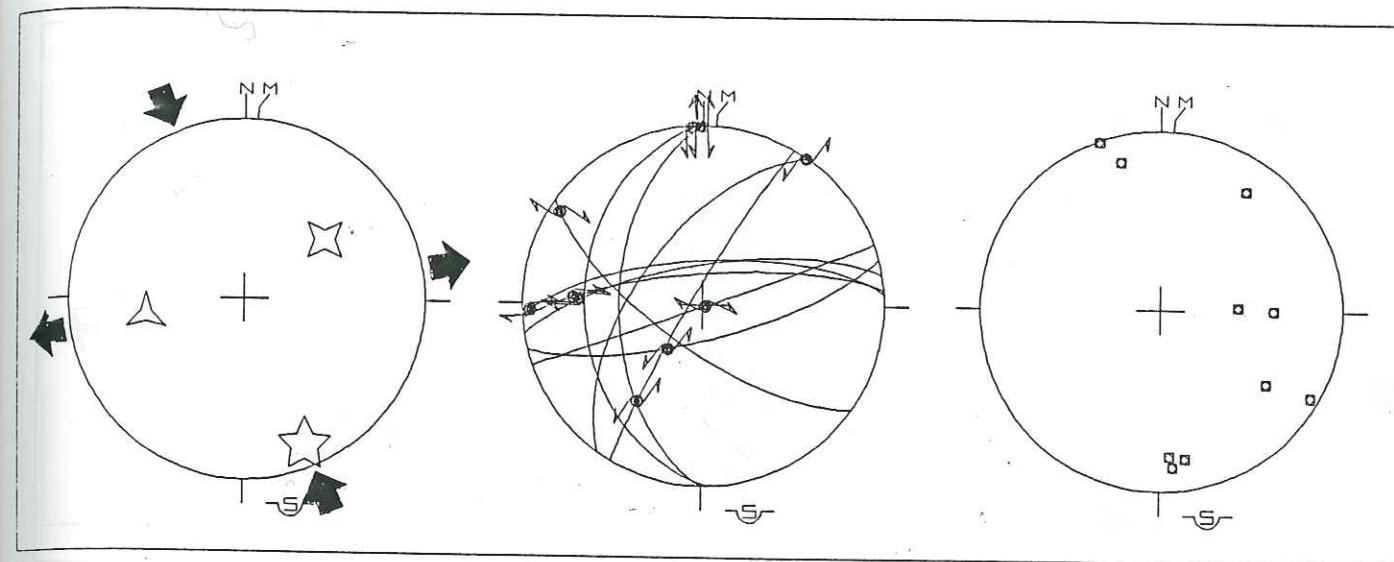


Fig. 5-45: Analyse d'une population de failles à DER MAMA, site n°20
Décrochement compressif proche de N-S

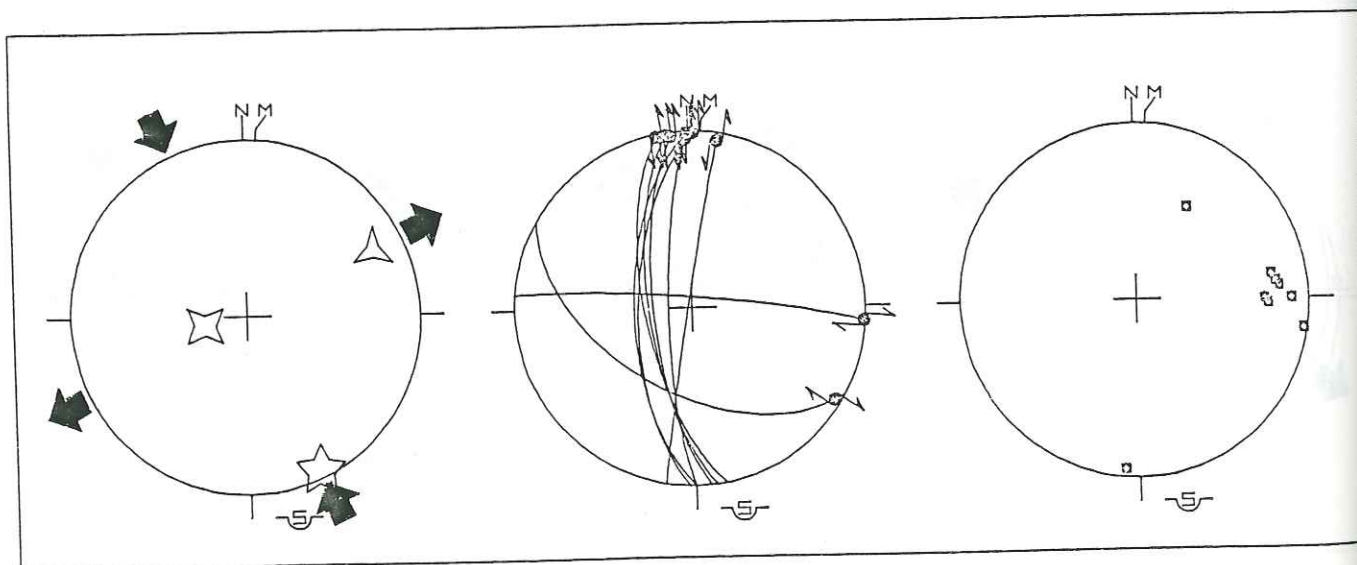


Fig. 5-44: Analyse d'une population de failles à ANBORA, site n°27
Décrochement compressif proche de N-S

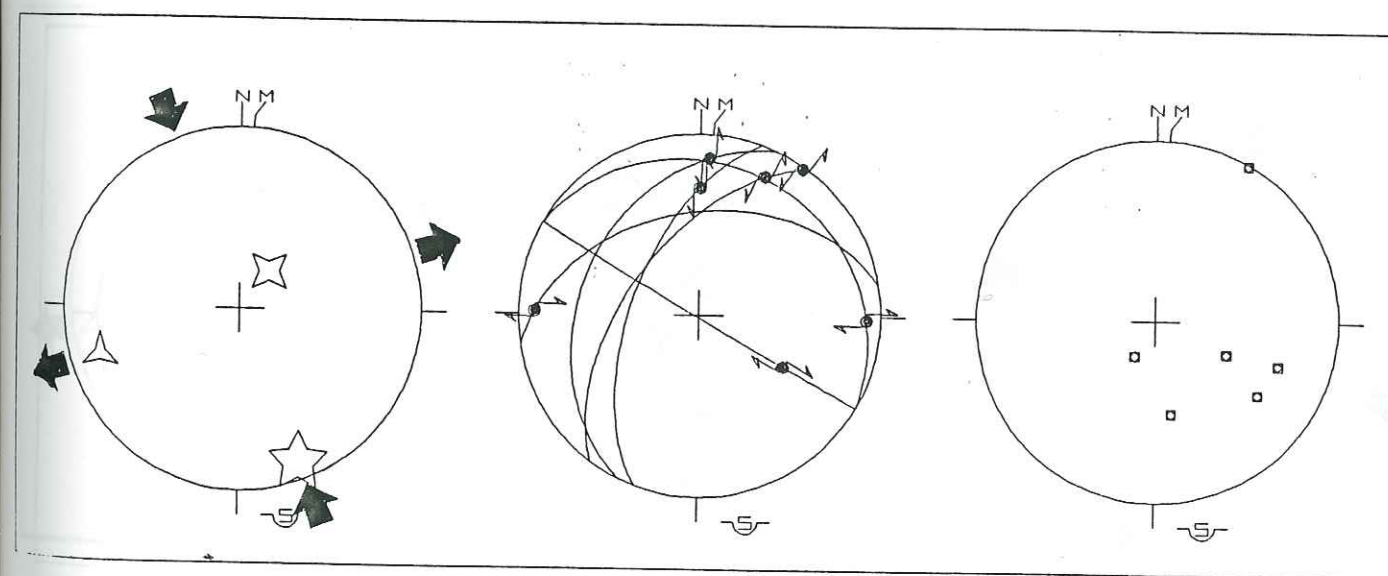


Fig. 5-46: Analyse d'une population de failles à EAIN HLAKEM, site n°23
Décrochement compressif proche de N-S

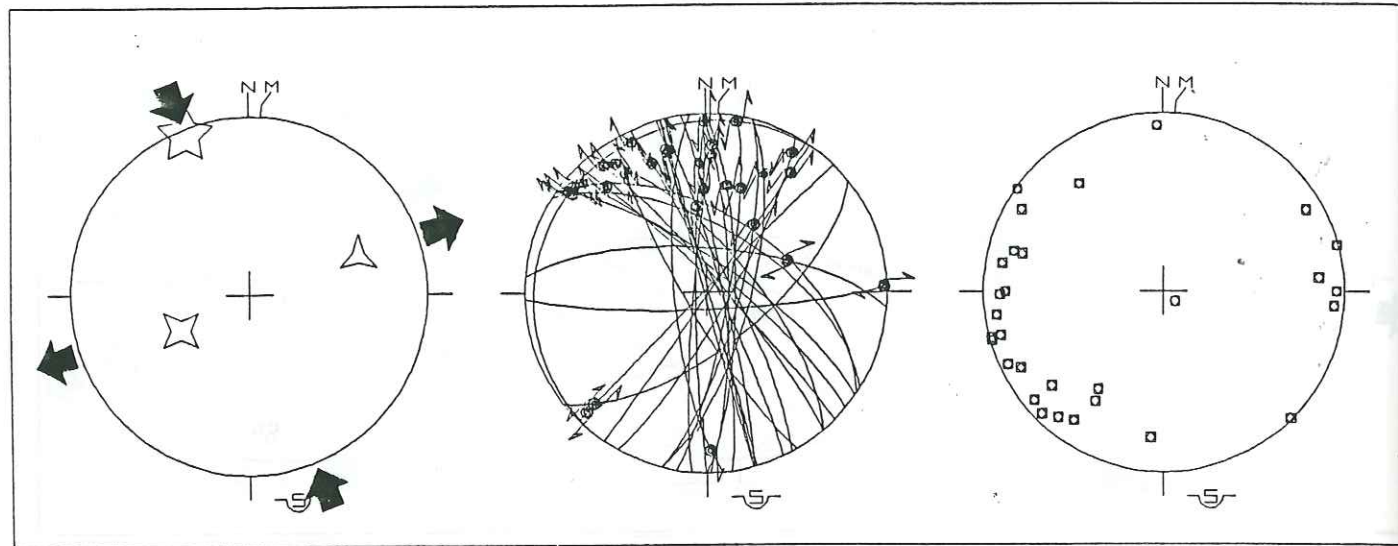


Fig. 5-47: Analyse d'une population de failles à HYALINE, site n°21
 Décrochement compressif proche de N-S

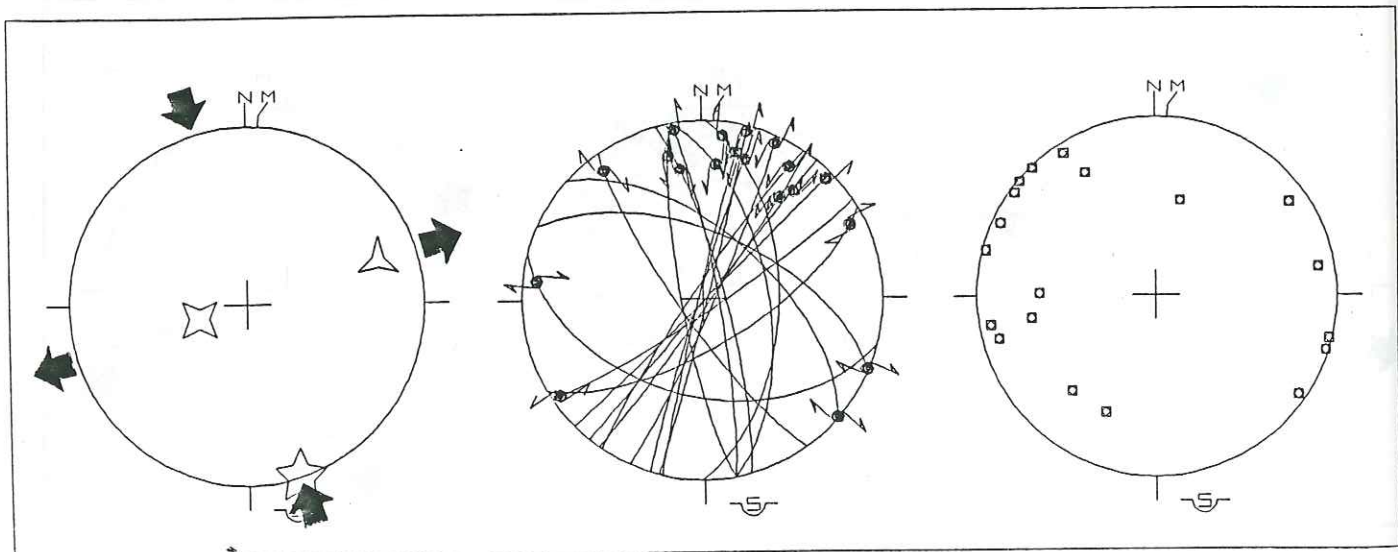


Fig. 5-48: Analyse d'une population de failles à ALZENIE, site n°13
 Décrochement compressif proche de N-S

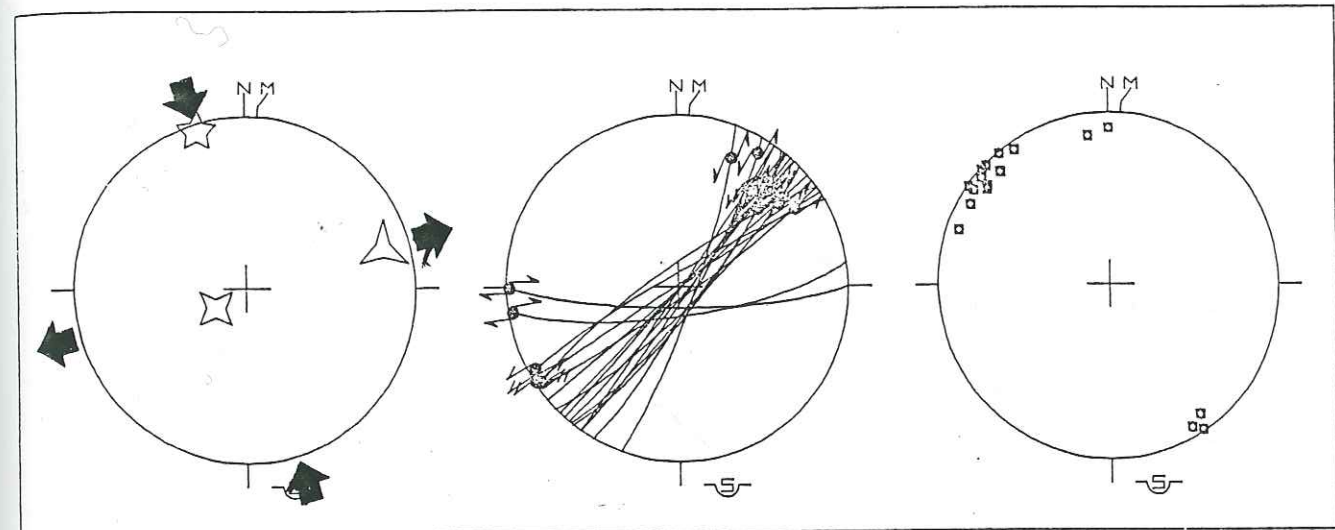


Fig. 5-49: Analyse d'une population de failles à AL KHATEB, site n° 16
 Décrochement compressif proche de N-S

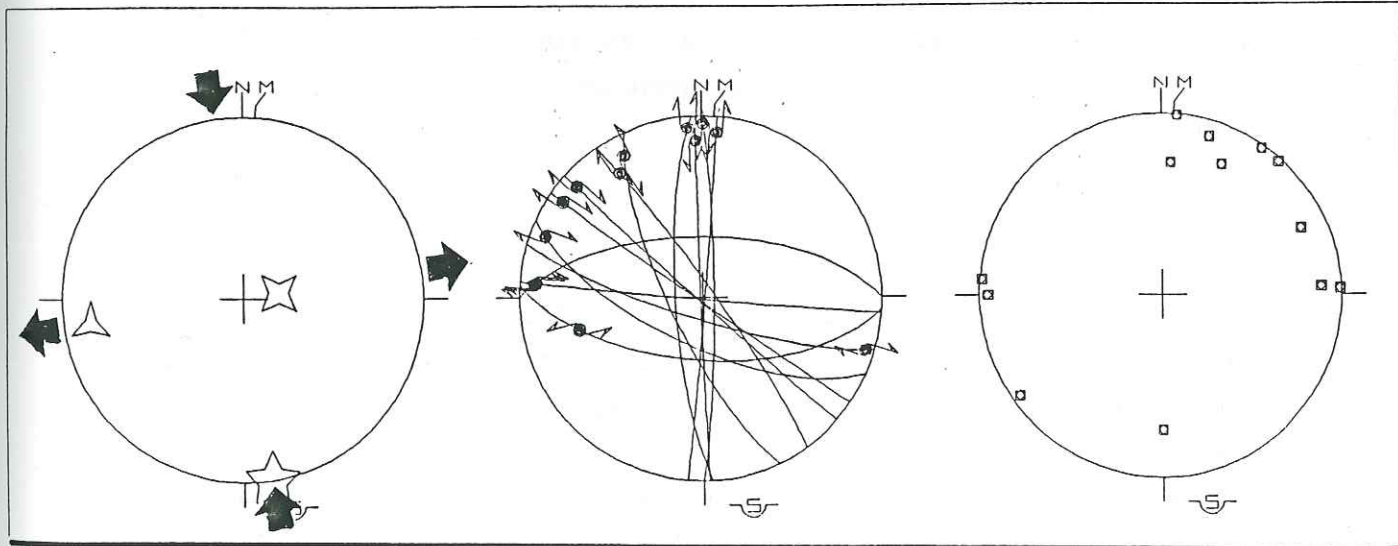


Fig. 5-50- Analyse d'une population de failles à AGHA, site n°3
 Décrochement compressif N-S

5.2.10 - Discussion

L'établissement d'une chronologie relative des déformations et des états successifs du paléotenseur des contraintes conduit à découper l'histoire tectonique en différentes phases; mais les variations des tenseurs moyens des contraintes sont également liées à la position géographiques des sites par rapport aux structures principales.

Il est souvent très difficile en l'absence de critères chronologiques ou de relations géométriques claires d'acquiescer une certitude sur l'attribution de l'une ou l'autre faille à l'un ou à l'autre épisode.

Dans l'ensemble du fossé la direction de compression (σ_1) déterminée par les analyses statistiques des failles varie de 140° N à 170° N. La direction d'extension (σ_3) également horizontale est comprise entre 50° N et 80° N.

L'extension liée à l'ouverture du bassin d'Alghab caractérisée par une contrainte minimale (σ_3) proche de E-W correspond à la composante compressive proche de N-S et au déplacement sénestre d'environ 46 km à une vitesse moyenne de 8-9 mm/an, ce qui paraît correspondre à la longueur du bassin pull-apart d'Alghab. Ce déplacement est compatible avec les estimations de QUENNELL (1959) et GARFUNKEL (1981) qui l'ont estimé à environ 40 km le long de la faille du Levant durant les derniers 5 Ma en même temps que s'effectuait le mouvement d'ouverture du Golfe d'Agaba au Plio-Quaternaire.

L'écart de 30° entre les directions extrêmes pourrait être dû à des variations locales des directions de la contrainte σ_1 ou à une rotation systématique de celle-ci. En ce cas, on peut proposer que le tenseur moyen proche de 140° N soit attribué au Miocène moyen à supérieur, la direction proche de 170° N serait attribuable au Plio-Quaternaire. Les observations de terrain n'ont pas permis d'assurer ces datations.

La permutation des contraintes σ_1 et σ_2 pourrait être illustrée dans le fossé d'Alghab. A une période de compression N-S avec formation de décrochement succède une période d'extension E-W avec des jeux de failles normales. On peut se demander s'il faut ici parler de phases distinctes ou d'une permutation de contraintes localisée au sein d'une période compressive subméridienne affectant l'ensemble de la plate-forme arabique.

En effet, la compression et l'extension coexistent dans les régions où se produisent de grands décrochements, les structures compressives associées (failles inverses, plis) peuvent être contemporaines de failles normales à l'origine du bassin pull-apart d'Alghab.

Ce phénomène de permutations de contraintes permet d'expliquer la contemporanéité dans des régions voisines de mouvements coulissants liés à un contexte compressif décrochant et de phénomènes distensifs dûs localement à un régime tectonique en extension. Le fossé d'Alghab représenterait ainsi une structure distensive localisée dans une région où le champ de contrainte régionalement dominant est en compression N-S.

5.2.11 - Conclusion

L'extension liée à l'ouverture du fossé d'Alghab est caractérisée par une contrainte minimale σ_3 NE-SW et proche d'E-W. Elle crée des dispositifs de blocs basculés séparés par des failles normales.

L'analyse des populations de failles en bordure du fossé a permis de reconstituer les systèmes de paléocontraintes tant locaux que régionaux: extension NW-SW, compression NW-SE, compression décrochante N-S (fig. 5-51).

Toutes les failles montrent un caractère décrochant sénestre très net pour les failles de direction N-S à NE-SW et dextre pour les failles NW-SE.

L'état des contraintes calculé montre que le mécanisme dominant dans cette partie de la faille du Levant est en décrochement pur et responsable de la formation d'un bassin pull-apart d'Alghab. Ce fossé correspond à un déplacement sénestre d'environ 46 km ce qui est compatible avec un âge Plio-Quaternaire correspondant à une vitesse moyenne de déplacement de 8 à 9 mm/an.

Ce déplacement est compatible avec les estimations de QUENNELL (1959) et GARFUNKEL (1981) qui observent 105 km de déplacement sénestre le long de la faille du Levant postérieurement à 14 Ma. Les 40 derniers kilomètres sont attribués au Plio-Quaternaire et responsables du mouvement d'ouverture du Golfe d'Agaba.

Les directions locales de la faille de Yamouné 30° N et celle de la chaîne des Palmyrides 45° N sont obliques par rapport au déplacement de la plaque arabe vers le N ; cette opposition se traduit par une composante transpressive dans ce segment. Par contre, l'analyse des données de microtectoniques dans le fossé d'Alghab orienté N-S montre qu'il n'y a pas de composante transpressive ou transtensive le long du segment septentrional de la faille du Levant.

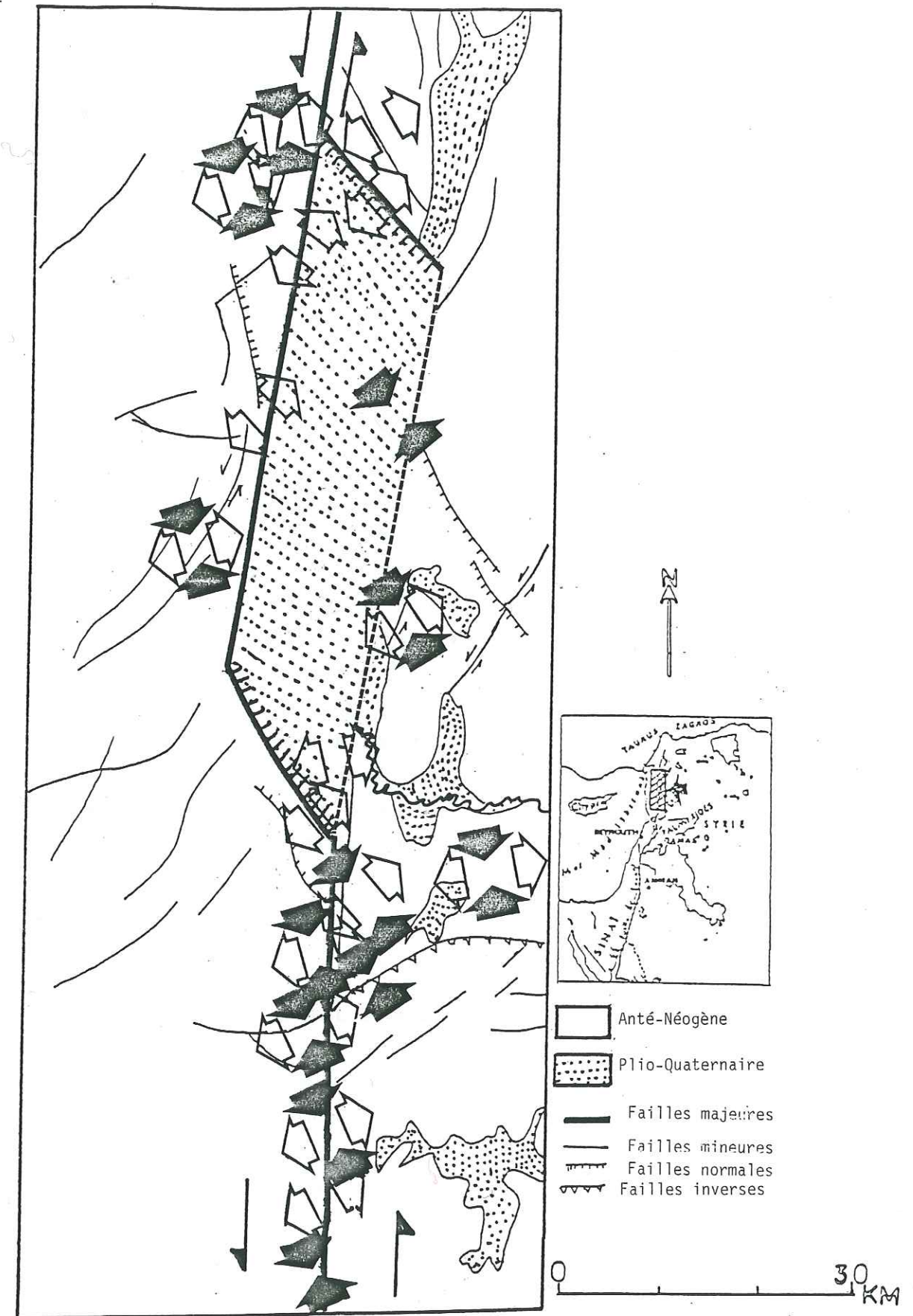


Fig. 5-51: Reconstitution des systèmes de paléocontraintes en bordure du bassin pull-apart d'Alghab, au cours du Mio-Plio Quaternaire

CHAPITRE 6

SISMICITE HISTORIQUE
=====

6.1 - INTRODUCTION

L'observation instrumentale de la sismicité ne s'est pas développée qu'à l'époque actuelle et les instruments étaient absents de notre pays à l'exception d'une seule station au Ksara "Liban". Aussi l'observation instrumentale de la sismicité ne peut pas constituer un échantillon suffisamment représentatif pour aboutir à des conclusions tectoniques réalistes. Pour étudier la sismicité, il est donc nécessaire de retourner aux preuves historiques, ou mieux archéologiques permettant d'accéder à une meilleure connaissance des tectoniques qui ont affecté cette région.

Actuellement, la région semble sismiquement inactive avec un nombre "remarquablement faible" de séismes enregistrés sur le réseau mondial, visiblement, il ne s'est guère produit de tremblement de terre dans la zone levant qui s'étend du golfe d'Agaba jusqu'au Sud de la Turquie. Or pour cette région, nous possédons de nombreux détails concernant des séismes fréquents et destructeurs depuis l'époque biblique jusqu'à un passé récent.

6.1.1 - Les sources de la sismicité historique

Des sources sur la macrosismicité existent dans les anciens livres et dans d'autres documents. De nombreuses références historiques concernent des événements sismiques dans notre région. En effet, de nombreux historiens ont traité des tremblements de terre qui secouèrent le proche-orient à travers les siècles. Ces textes constituent des documents importants, d'une part comme expression d'une réflexion de l'homme sur les tremblements de terre et de l'autre comme enregistrement des destructions qui s'ensuivirent sur le plan des civilisations.

Les données de la sismicité historique remontent aussi à 3600 années avant J.C.. Une partie de ces données a servi d'échantillon pour des calculs relatifs au risque sismique et visant à apporter des précisions sur les contextes tectoniques et géodynamiques de cette zone. Des taux de recurrences et de glissements sismiques ont été proposés (J.P. POIRIER et al., 1980) ainsi que des relations logarithmiques magnitude - fréquence pour certaines failles (BEN MENAHEM et al., 1977, 1980, 1981, 1982; GARFUNKEL et al., 1981; BEN MENAHEM, 1981a, 1981b; HAKIME, 1984; ABOU KARAKI, 1987).

Notre analyse de ce type de données mettra en évidence la nécessité de réviser la majeure partie de ces calculs pour tenir compte des problèmes spécifiques à la sismicité historique dans notre région.

6.2 - LES PROBLEMES DE LA SISMICITE HISTORIQUE

Toute donnée historique doit être bien traitée afin de pouvoir vérifier sa véracité et son exactitude. Pour cela il faut consulter plusieurs ouvrages de différents historiens et discuter leur fiabilité.

Il ne faut pas se contenter de recopier la description d'un tremblement de terre sans avoir une idée des circonstances qui l'ont entourée. Il est donc utile de savoir où et quand l'historien a noté cet événement et d'essayer de trouver des ouvrages qui l'ont éventuellement signalé. Lorsqu'on n'en trouve qu'un ou deux, cela peut signifier que l'évènement n'avait pas assez d'importance pour que les historiens s'y intéressent. Il est parfois possible que l'évènement n'ait jamais existé. Pour avoir plus de renseignements, on doit connaître les moyens de communication et de transport à l'époque où cet événement s'est passé. Une étude historique et géographique est suffisante pour nous montrer les régions qui étaient isolées et celles qui représentaient les centres de civilisation dans lesquelles le moindre tremblement aurait pu être noté. Damas et Bagdad peuvent en être l'exemple.

Les données et renseignements sur les séismes en Syrie et en Palestine entre le Xème et le XIVème siècle sont abondants. En particulier des précisions concernent la région d'Al Ghabe qui était à l'époque des croisades, au XIIème siècle un centre politique et militaire, où l'on a enregistré toutes les secousses (Fig. 6.1).

L'abondance des données sur les séismes à cette époque peut ne pas correspondre à une activité sismique particulièrement peu importante, mais serait plutôt liée à l'intense activité intellectuelle de l'époque qui a permis de les rapporter. Par contre, ces données deviennent moins abondantes dans la période située entre le XVème et le XVIIIème siècle. Cela peut être dû à la dégradation de la civilisation à Damas pendant la période des Mamelouks et l'occupation des Ottomans.

Les ambiguïtés dans ces deux domaines descriptif et chronologique ont conduit à deux résultats opposés. Le rejet des données de la sismicité historique considérées comme en grande partie fictives entraînant une sous-estimation du niveau de la sismicité et des risques qui pourraient en résulter. Ceci est bien illustré par la région d'Al Ghabe (Antioche) où il semblerait que la sismicité a été faible avant le VIIème siècle et après le XIVème, et très intense entre les deux, ce qui résulte des chroniques byzantines et de celles des croisés (SHALEM, 1952), lesquelles comportent en outre un certain nombre d'erreurs.

6.3 - LES TYPES D'ERREURS

Les descriptions de tremblements de terre historiques en langue Arabe sont souvent datées en Calendrier Hegirie. L'analyse de l'ensemble des références en notre possession montre que certaines descriptions ont été traduites de l'Arabe en Latin, sans que les dates soient correctement transformées du calendrier Hegirie en calendrier Julien. On peut trouver les dates transformées de trois manières différentes.

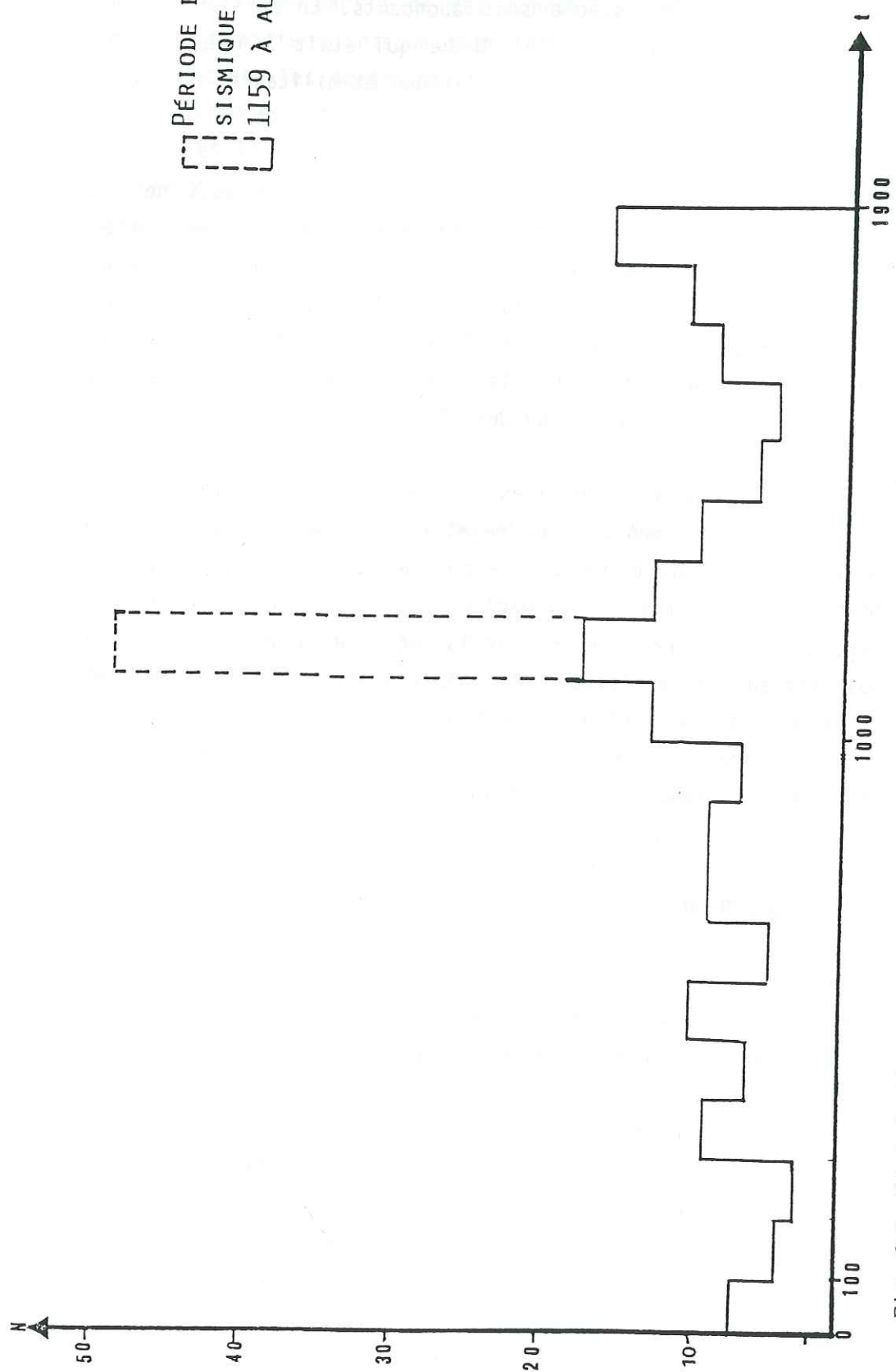


Fig. 6.1: Distribution du nombre de séismes affectant la Syrie en fonction du temps (0 à 1900 ans)

1/ Une transformation correcte

$x \rightarrow y$: où x est la date en calendrier Hégirien et y la date correspondante en calendrier Julien.

2/ Une transformation peu précise (type I)

$x \rightarrow y -/+ 2$

3/ Pas de transformation (type II)

$x \rightarrow x$.

Il est également possible de rencontrer un autre type d'erreur résultant d'une confusion entre les dates avant et après J.C. (type III).

6.4 - L'ORIGINE DES ERREURS

Ainsi la reprise de l'information par plusieurs chroniqueurs successifs aboutit à multiplier les séismes. Afin de pouvoir détecter les erreurs, il faut comprendre les mécanismes générateurs de Doublets.

6.4.1 - Type 1

MASSON (1987) a proposé deux formules pour éviter l'erreur de conversion des dates entre calendriers:

$$G = H + 622 - H/33 \quad (1)$$

$$H = G - 622 + (G - 622)/32 \quad (2)$$

d'où G = la date du calendrier Grégorien

H = la date du calendrier Hégirien.

Ces formules donnent la date de façon approximative à ± 2 ans. Les séismes des années 746 et 748 après J.C. peuvent être considérés comme un exemple possible de doublet dû aux erreurs de type 1.

En 1987, ABOU KARAKI'N a établi des relations permettant le passage d'un calendrier à un autre suivant les deux formules:

$$JK = 0.9702 \quad HK + 621,5709 \quad (3)$$

$$GK = 0.970217 \quad HK + 621,5844 \quad (4)$$

JK: date après J.C. en calendrier Julien correspondant à l'instant absolu K;

GK: la date en calendrier Grégorien correspondant à l'instant absolu K;

HK: la date exacte connue en calendrier Hégirie.

Ces deux formules donnent des dates correctes à deux jours près et nous les avons adoptées pour calculer la conversion des dates entre calendriers.

6.4.2 - Type 2

Ce type d'erreur résulte à l'origine d'une omission ou d'une confusion entraînant qu'une référence donnée est faussée. Par exemple, une liste des tremblements de terre associés à une date qui devrait correspondre au calendrier de l'Hégirie, mais qui considérée par erreur comme correspondant au calendrier Julien.

Ce type d'erreur a été effectué par WILLIS, 1928, puis remarqué et corrigé d'une façon approximative par le même WILLIS, 1933. En effet, la transformation des dates du calendrier Hégirie en calendrier Julien n'étant correcte qu'à deux années près, la partie erronée des contributions de WILLIS a été reprise et corrigée par AMBRASEYS (1962). Cependant, ce type d'erreurs continue encore à se propager. ABOU KARAKI, (1987) a en effet souligné ce type d'erreurs par exemple pour les couples d'années 130, 748; 233, 847; 245, 859; 597, 1201... Notre catalogue soulignera de nombreux doublets dûs à ce type d'erreurs.

6.4.3 - Type 3

On a déjà signalé l'origine de ce type. On a détecté quelques doublets 37 avant J.C. / 37 après J.C.; 525 avant J.C. / 525 après J.C., etc..

6.5. LES RÉFÉRENCES EN SISMICITE HISTORIQUE

Les références principales sont classées par ordre chronologique et présentées brièvement ci-dessous avec leur principales caractéristiques:

- 1/ WILLIS (1928), sismicité historique de 1606 avant J.C. à 1927 après J.C., une liste comprenant de très nombreuses erreurs du type 1 et 2; les erreurs de type 1 ont été partiellement corrigées dans WILLIS 1933, puis corrigées dans AMBRASEYS, 1962a.
- 2/ AMBRASEYS (1962a), correction et explication des erreurs de type 1 dans la liste de WILLIS.
- 3/ AMBRASEYS (1962b), liste de Tsunamis historiques en Méditerranée, très utile pour élucider le cas de certains séismes qui ont été ressentis dans notre zone.
- 4/ TAHER (1979), thèse d'état de 675 pages, fondée sur des documents originaux en Arabe, riche en références et témoignages, les dates précises citées en calendrier Hégirie nous ont permis de détecter le maximum de doublets dans les autres références, les dates originales sont mentionnées ainsi que des dates calculées correspondantes en calendrier Julien, la transformation des dates a été approximative et n'est correcte qu'à une ou deux années près (erreurs de type 2). Elles ont été partiellement corrigées dans J.P. POIRIER et al. (1980), puis corrigées dans N. ABOU KARAKI (1987).

- 5/ BEN MENAHEM (1979), il s'agit d'un catalogue concernant 68 pages, les failles sont individualisées, les séismes sont rattachés à des segments de failles, l'épicentre est mentionné, une intensité est estimée, une magnitude est calculée, ces résultats ont été utilisés dans notre catalogue et si nécessaire, l'importance d'un événement donné a été réévalué. Cette contribution a été réalisée pour les besoins d'une estimation du risque sismique, il faut signaler l'existence de nombreuses erreurs de type 1, 2, 3 qui ont été corrigées dans N ABOU KARAKI (1987).
- 6/ POIRIER & TAHER (1980) c'est une contribution majeure discutant les problèmes de la sismicité historique listant les événements, les localités où ils furent ressentis et estimant une intensité fondée sur l'étendue des dommages; il y a des erreurs potentielles de type 2, certaines transformations des dates sont correctes d'autres moins précises, on a déjà signalé que certaines ont été corrigées dans N ABOU KARAKI (1987).
- 7/ POIRIER, ROMANOWICZ et TAHER (1980), liste similaire à celles de POIRIER et TAHER (1980), pour la Syrie du Nord particulièrement. Intensités et calculs de taux de récurrences sismiques.
- 8/ HAKIM K. (1985), fait référence à des documents originaux en Arabe, riche en références de 1879 avant J.C. à 1900 après J.C. Dans la liste effectuée par l'auteur (287 séismes), nous avons relevé de très nombreuses erreurs de type 1, 2. Par contre, ce catalogue comprend des données historiques sur les tremblements de terre concernant la période de 1508 après J.C. à 1712 après J.C. qu'a décrit et édité AL HAFED à l'Institut Français de Damas. On constate que ABOU KARAKI (1987) n'a pas tenu compte de ces travaux. En comparant cette liste au documents précédents ou contemporains, nous avons pu établir un catalogue plus complet.

- 9/ Le catalogue de ABOU KARAKI (1987) est fondé sur les recherches soigneuses de TAHER (1979) et de BEN MENAHEM (1979). Les séismes sont rattachés à des segments de failles, nous avons noté une surquantification des données de la sismicité historique, pratiquement pour chaque événement. Cette contribution est en fait le catalogue le plus récent disponible. Y sont mentionnés les mécanismes des erreurs de type 1, 2 et 3. Mais il a négligé certains événements bien documentés qui ont été mentionnés dans plusieurs références, sans expliquer pourquoi. Par exemple, les événements 458, 581, 588, 765, 1050 après J.C. etc.... Par ailleurs il n'est pas tenu compte du travail de HAKIM (1985).

6.6 -REMARQUES

Les dates exactes des chocs, les localisations géographiques, la nature et l'étendue des dommages, la durée des secousses, la nature des mouvements du sol et les déformations éventuelles, les phénomènes ayant précédé, accompagné ou suivi les séismes tout ce qui contribue à rendre un témoignage crédible ou, au contraire à le discréditer, la façon dont certaines descriptions ont été traitées notamment les quantifications proposées, c'est-à-dire magnitude, intensités et même parfois profondeurs, tout cela fait partie de la méthodologie suivie pour tester et si nécessaire réévaluer l'importance d'un événement donné. L'examen d'un ensemble de contributions met parfois clairement en évidence la justesse relative, la surestimation ou au contraire la sous-estimation d'une grandeur sismologiquement significative, une surquantification non contrôlée aboutit à des évaluations de risque sismique non réalistes.

Il reste à souligner que dans certains cas les éléments en notre possession en l'état actuel ne nous ont pas permis de conclure d'une façon efficace sur tel ou tel aspect, ou même sur la réalité d'un séisme donné. Dans ce cas, nous avons laissé la question ouverte.

6.7 - LES TREMBLEMENTS DE TERRE AVANT J.C.

- 3600 à 3300 avant J.C. des destructions à Tleilat El Asul (31°8 N, 35° 55 E) sont attribuées à des tremblements de terre (BEN MANAHEM, 1979 et ABOU KARAKI N, 1987).
- 2700 avant J.C., destructions à Ai, (BEN MENAHEM, 1979), ABOU KARAKI', (1987) précise les coordonnées (31°9 N, 35°75 E).
- 3100 à 2100 avant J.C., destruction des murs de Jéricho par érosion, guerres ou tremblements de terre, selon BEN MENAHEM (1979) on peut envisager quatre évènements sismiques.
- 2150 +/- 150 avant J.C. - A l'histoire biblique de la destruction de Sodome et Gommorrhcy K. BENTOR (1989); BEN MENAHEM (1979) associe un évènement sismique ML: supérieure à 7 pour la zone de la Mer Morte.
- 1606 avant J.C. au Mont Sinaï "accompagné de tonnerre et d'éclairs" ABOU KARABI (1987), WILLIS (1928).
- 1566 avant J.C., les murs de Jéricho se sont effondrés (WILLIS, 1928) et 1540 avant J.C., Jéricho est détruite (BEN MENAHEM, 1979). Il est possible que les deux évènements n'en représentent qu'un.
- 1470 avant J.C., mouvement dans le Désert du Sinaï, selon WILLIS (1928).
- 1356 avant J.C., un tremblement de terre est suivi d'un tsunami sur les côtes syriennes; le port de Ras Sharma et Ugarit sont détruits (BEN MENAHEM, 1979).
- 1250 avant J.C., Jéricho ML: 6,5 (BEN MENAHEM, 1979).
- 1050 avant J.C., Wadi Araba, destruction à Timna, ML: 6,2, (BEN MENAHEM (1979).
- 900 avant J.C., en Palestine et au Mont Sinaï, très intense (WILLIS, 1978).
- 854 avant J.C.. Près du Lac Tibériade, destruction d'Aphek sur la côte est du Lac. ML: 6,6 (BEN MENAHEM, 1979).
- 783 avant J.C., Palestine et Jordanie, très fort à Jérusalem (WILLIS, 1928).
- 759 avant J.C. (BEN MENAHEM 1979), 760 (Y.K.BENTOR, 1989). Selon l'histoire de Joseph dans la Bible, la littérature talmudique et l'archéologie, l'épicentre a été localisé à Hazor, vers 33°0 N - 35°5E I = XI. Grand glissement de terrain dans la vallée du Kirdon.

- Destruction de Sebastia, près de Naplouse à Jérusalem, I = VIII, ressentie en Egypte et en Mésopotamie (BEN MENAHEM, 1979).
- 590 avant J.C., associé aux failles en Mer, ML: 6,8. Tyr inondée, Tsunami sur les côtes libanaises, références bibliques, (BEN MENAHEM, 1979).
- 184 avant J.C., Syrie: Antioche, ML: 6,8 (BEN MENAHEM, 1979).
- 139-140 avant J.C.: au large de Tyr, Tsunami entre Tyr et Acre, fortement ressenti à Chypre, ML=7,0, (BEN MENAHEM (1979).
- 92 avant J.C. (28 février) associé à la zone de Chypre, ML: 7,1, important Tsunami sur les villes côtières levantines, ressenti en Syrie, Egypte, à Chypre, la date exacte est fixée d'après la littérature Talmudique (BEN MENAHEM, 1979).
- 64 avant J.C., en Syrie et en Palestine (BEN MENAHEM, 1979), l'épicentre proche d'Antioche (36°5 N, 36°1 E) ressenti à Chypre, les murs du temple de Jérusalem situé à 500 km environ d'Antioche sont endommagés, ML: 7,7 (BEN MENAHEM, 1979).
- 31 avant J.C. (25 sept.), 32°N, 35°5 E, ML:7 (BEN MENAHEM, 1979). Destructions majeures et victimes dans la partie méridionale de la Cisjordanie, Qomran, Jérusalem et la vallée du Jourdain (WILLIS, 1928).
- 26 avant J.C., ML: 7,3 (BEN MENAHEM, 1979), désastreux à Chypre, surtout à Paphos, tsunami ressenti en Egypte.
- 15 avant J.C., Chypre, fort à Paphos, ML: 6,8, BEN MENAHEM (1979).
- 9 avant J.C. Wadi Araba, ML: 6,2, BEN MENAHEM (1979).

6.8 - ECLAIRCISSEMENT SUR CERTAINS EVENEMENTS APRES J.C.

- 342 après J.C. (340, 341, 342, 343, 344) après J.C.. Descriptions similaires pour toutes ces dates dans WILLIS B. (1928).
 - . 341 ap. J.C. Antioche, chocs pendant 3 jours (WILLIS);
 - . 342 ap. J.C., en Orient plusieurs villes détruites très fortement, surtout à Antioche (WILLIS);

. 342 ap. J.C., Chypre, 34°7' N-32°2' E, $I_0 = X$, $ML = 6,9$. Paphos totalement ruiné (BEN MENAHEM, 1979).

. 340 et 344 ap. J.C., Syrie et Antioche (WILLIS, 1928).

On peut penser qu'au moins un évènement majeur semble avoir effectivement eu lieu dans la zone d'Antioche. Il n'est donc pas exclu qu'en l'année 342 un choc principal se soit produit et qu'il ait été précédé et suivi d'autres chocs d'une importance relativement moindre. ABOU KARAKI N. (1987) a mentionné "il s'agirait d'une crise majeure ayant son paroxysme en l'année 342".

- 525 après J.C. (29 mai) au large de Sidon: $I_0 = IX-X$, $ML = 6,7$ (BEN MENAHEM, 1979).

. Antioche, un choc très désastreux suivi d'un incendie, les chocs se sont poursuivis durant l'année 525 mais certaines références donnent 525 ou 527 comme l'année du choc principal (WILLIS, 1928).

. Antioche, un choc très sévère, $I = IX-X$ (POIRIER et al., 1980). Ces auteurs donnent la date du 29 mai 526 après J.C.

Cet évènement est un modèle d'une erreur de type III, dans la même page (page 286) où BEN MENAHEM (1979) a décrit cet évènement de l'année 525 après J.C., est mentionné un autre évènement daté de 525 avant J.C. avec la description suivante.

Au large de Tyr, Sidon gravement endommagée, tsunami sur les côtes libanaises $ML: 7,5$.

Nous avons marqué que pour les "deux" évènements c'est une faille côtière qui a été retenue par BEN MENAHEM (1979), comme responsable de deux séismes majeurs, un remarquable alignement côtier a ainsi été tracé (fig.6.2). Or, l'analyse des constructions de WILLIS (1928) et POIRIER et al. (1980), semble indiquer clairement que ce sont les failles de la zone d'Antioche qui sont à l'origine d'un ensemble de chocs autour de l'année 525 après J.C., cela pourrait être partiellement confirmé par l'importance de la magnitude ($ML: 7,5$) calculée par BEN MENAHEM (1979), qui nous semble exceptionnelle pour la Méditerranée en général, mais

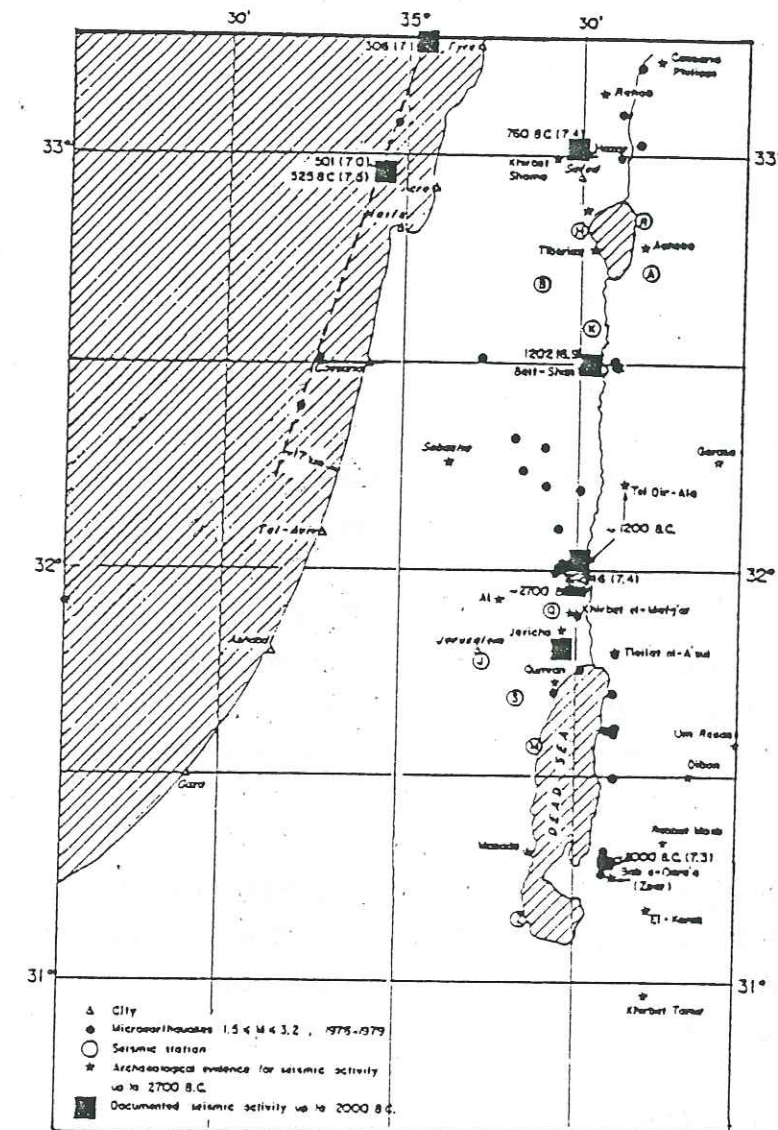


Fig. 6.2: Une partie de la sismicité historique et instrumentale de la zone du Levant, d'après BEN MENAHEM 1979.

plus en accord avec la sismicité historique de la zone d'Antioche d'une part et avec le contexte tectonique de cette zone d'autre part, zone qui constitue pratiquement un point d'intersection des failles du levant, de la faille est-anatolienne de la limite orientale de la ride de Chypre et des failles inverses du chevauchement de Bitlis.

- 19 mai 748 - Ramadan 130 après H

Au mois du ramadan de l'an 130 après H., après la rupture du jeûne, paroxysme à Jérusalem, Damas est endommagée. A partir d'une longue description dans TAHER (1979), on peut conclure qu'au minimum trois chocs rapprochés se sont produits. L'année 131 après H., plusieurs chocs sont à nouveau signalés à Damas, AMBRASEYS (1962a), BEN MENAHEM (1979) mentionne l'année 746 après J.C., comme étant la date d'un tremblement de terre majeur ayant une magnitude ML: 7,3 (maximum pour cette zone), il ne mentionne pas d'évènement majeur pour l'année 748, alors que c'est l'inverse dans TAHER (1979) et POIRIER et al. (1980), or cela est une anomalie notable qui indique que ces deux séismes majeurs ne font en réalité qu'un. Toutes les descriptions que l'on trouve dans la littérature relative aux séismes de la période 746 à 749 après J.C. sont en fait dues à un unique séisme.

- 11 octobre 1138. Le mardi 4, Safar, 533 après H. séisme fortement ressenti à Damas " il y a eu trois secousses, suivies d'autres la nuit du Vendredi, le 19 Safar, il y a eu une secousse triple et de nouvelles secousses dans la nuit du mercredi, puis dans celle du vendredi ..."

L'auteur cité (Ibn Al-Qalansi), qui vivait à Damas, poursuit: "nous tenons de gens dignes de confiance la description de cette série dans le Nord du pays (Syrie). C'est à Alep et dans les environs qu'elle fut le plus sensible faisant s'écrouler les maisons en grand nombre, lézardant les murailles, ébranlant les parois de la citadelle, les gens d'Alep évacuèrent leurs maisons en catastrophe, il y a eu 100 secousses au dire de ceux qui exagèrent, 80 d'après les témoins les plus précis. Dieu c'est ce qui est vrai de ce qui est faux ! (TAHER, 1979).

Confirmation de plusieurs autres témoignages dans TAHER (1979) et BEN MENAHEM (1979): 533 après H., 8 sept. 1139 - 27 août 1139, 130.000 victimes. Alep a subi 80 chocs dans une seule nuit: "ce séisme a été ressenti dans le monde entier, mais le plus fortement à Alep (AMBRASEYS, 1962a).

Cette série d'évènements ne paraît pas être liée au système du levant. On s'aperçoit ainsi que les intensités proposées par TAHER (1979) d'une part et par POIRIER et al. (1980) d'autre part, semblent surestimées. La partie septentrionale du système de faille de Levant n'est pas l'unique source de risque sismique pour le Nord de la Syrie, on peut dire que pour la zone située au Nord d'Alep, la source principale du risque sismique est plutôt anatolienne.

- Le jeudi 9 Chabane 555 apr. H.. Le 27 septembre 1156, c'est une crise majeure confirmée. Une description pratiquement choc par choc de cette crise telle qu'elle a été ressentie à Damas est fournie (traduction TAHER, 1979) "Dans la nuit du Jeudi 9 Chabane 551 après H, qui correspond au 27 septembre, à la deuxième heure survint un séisme prodigieux, pendant lequel la terre a été ébranlée trois ou quatre fois, puis s'est calmée. A la suite de cela, la nuit du mercredi 22 du même mois, une secousse fut précédée et suivie par des secousses semblables. Il y a eu ensuite trois chocs de moindre importance, ce qui en fait six; le samedi 25 du même mois, au début et à la fin de la journée, la terre a tremblé, puis s'est calmée après avoir effrayé les gens.....les nouvelles se sont succédées en provenance d'Alep et de Hama, faisant état de la destruction de beaucoup d'endroits, une des tours d'Alameh a été détruite. On dit qu'il y a eu quarante chocs environ..."

Le mercredi 29 du même mois, il y a eu deux chocs, à la fin de la journée et à la fin de la nuit, cela a été suivi le lundi, début du mois du Ramadan, par un choc qui a effrayé les coeurs, cela a recommencé une deuxième et troisième fois; le mardi trois chocs se sont succédés, le premier étant le plus important, après quoi vers minuit, s'est produit un choc qui a réveillé les dormeurs et effrayé les coeurs, à la suite de cela, à la 9ème heure de la nuit du Vendredi du mi-Ramadan, il y eu un

choc plus fort que les précédents. Le matin survint un autre choc moins important et le lundi se produisit une forte secousse".

Il reste à signaler que le séisme du 19 mai 1156 après J.C. considéré comme un séisme anatolien situé $38^{\circ},3$ N - $38^{\circ},3$ E près de Malatya en Turquie a affecté les Tourus, Alep, Homs, ML: 7,6 (BEN MENAHEM, 1979) a été ressenti en Palestine.

Des descriptions détaillées montrant la poursuite de ce type d'activité pendant l'année 1157 après J.C. et les années suivantes 1158, 1159 après J.C.. La figure 6.3. montre la distribution du nombre de chocs affectant la zone (Alghab) en fonction du temps entre 1156 à 1160 après J.C., d'après J.P. POIRIER et M.A. TAHER (1980).

En conclusion, il nous semble qu'il s'agit là d'une crise majeure ayant affecté une large zone du Nord de la Syrie et de la côte.

- Le 12 chawal après H., le 30 juin 1170

Cette année, il y a eu un autre séisme terrible, les gens n'en avaient jamais vu de pareil, Alep (IX-X), Antioche (IX), Damas (VIII), (POIRIER et TAHER 1980). Alep fut totalement détruite, entraînant 80.000 victimes (POIRIER et al., 1980).

Des descriptions et témoignages très nombreux rapportés dans TAHER (1979) peuvent justifier les estimations d'intensités proposées par POIRIER et TAHER (1980) et POIRIER, ROMANOWICZ et TAHER (1980). Le témoignage le plus significatif est celui de Ibn Wasel "ce tremblement de terre est connu sous le nom de séisme d'Alep et de sa région, il ressemble au séisme de Hama de l'année 552 après H. TAHER (1979)". Brièvement, les villes et les régions citées sont: la Syrie, la Mésopotamie, l'Irak, Mossoul, mais la force maximale se situait en Syrie: Damas, Baalbek, Homs, Hama, Chizar, Baarine, Alep (où les citadelles, les murailles et les maisons se sont effondrées et où il y avait des victimes sous les ruines, impossible à compter). Antioche, Lattaquié et toute la côte, on rapporte qu'il n'y eu qu'une seule victime à Damas tuée par une pierre qui est tombée sur elle, car les

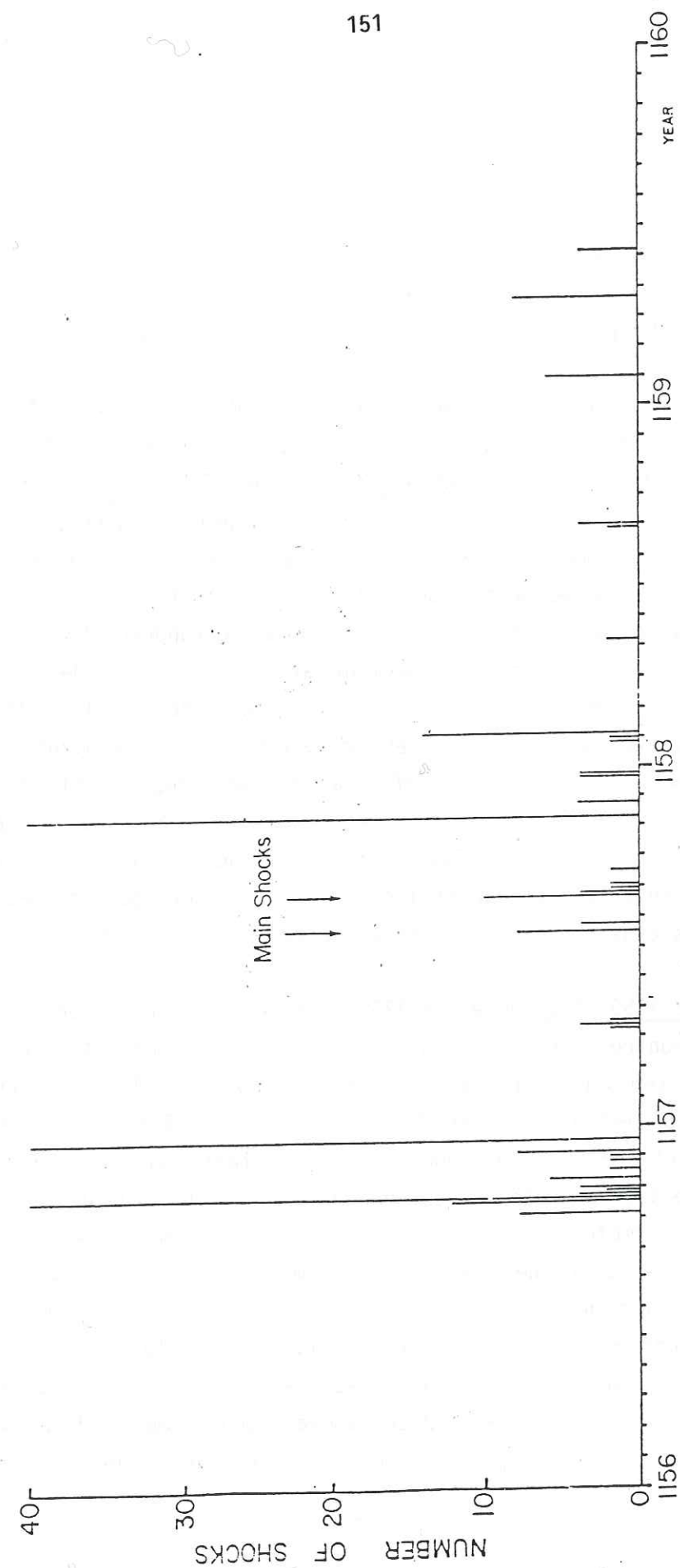


Fig. 6.3: Number of shocks felt in Damascus as a function of time for the seismic episode of 1156 to 1159 A.D. in northern Syria d'après J.P. POIRIER & M.A. TAHER, 1980

habitants de Damas avaient déjà évacués la ville pour se réfugier dans le désert...les secousses se sont succédées pendant de nombreux jours.

Grâce à la description précise et détaillée de TAHER (1979), on peut établir les isoséistes de cet évènement (Fig. 6.4) qui diffère de celle que BEN MENAHEM (1979) a proposé pour le même évènement (Fig. 6.5).

- 11 ou 21 juillet 1303, le jeudi 13 ou 23 DHU, AL HIJJA, 702 après H. à l'aube l'analyse de l'ensemble de témoignages cités dans TAHER (1979) indique que c'est la ville côtière d'Alexandrie qui a le plus souffert, ce qui permet de confirmer que le séisme a pris origine dans la mer Méditerranée. Néanmoins, ce séisme a certainement causé des dégâts remarquables au Caire; un tsunami à Alexandrie ayant projeté les bateaux à terre; une grande partie des remparts s'est effondrée et il y a eu de nombreux morts. Ce séisme a gravement affecté la ville de Safad, une partie de sa citadelle s'est effondrée, tsunami à Acre. TAHER (1979). Ce sont les parties les plus élevées des édifices qui semblent avoir le plus souffert, (ABOU KARAKI, 1987) a constaté une certaine analogie entre cet ensemble de descriptions et le séisme de Mexico, 19 septembre 1985. Ce séisme qui a eu lieu en dehors de notre zone montre que les évènements relativement lointains peuvent causer des dommages non négligeables dans notre région (Safad, Damas).

- 30 octobre 1759 et 27 novembre 1759. Une crise majeure bien documentée (Fig. 6.6) montre le nombre de secousses affectant Damas et sa région en fonction du temps pendant la crise sismique(1759-1760). Une description choc par choc est donnée par TAHER (1979) (p. 233-265). "Au début de Rabia II (Octobre) pas une goutte d'eau n'était tombée, jusque là..., une secousse légère a été ressentie à Damas, suivie d'une deuxième, puis la terre a tremblé violemment.... les parties supérieures de la quasi totalité des minarets des mosquées de Damas sont tombées.... il y a eu beaucoup de destructions et de victimes à Damas et dans les villages alentours. Les secousses se sont succédées, peu d'arbres sont restés debout. Une épidémie s'est déclarée. Les parties supérieures des minarets Est et Ouest de la mosquée Ommeyade sont tombées. Les secousses se sont poursuivies, ce qui a causé l'effondrement des murs est et nord

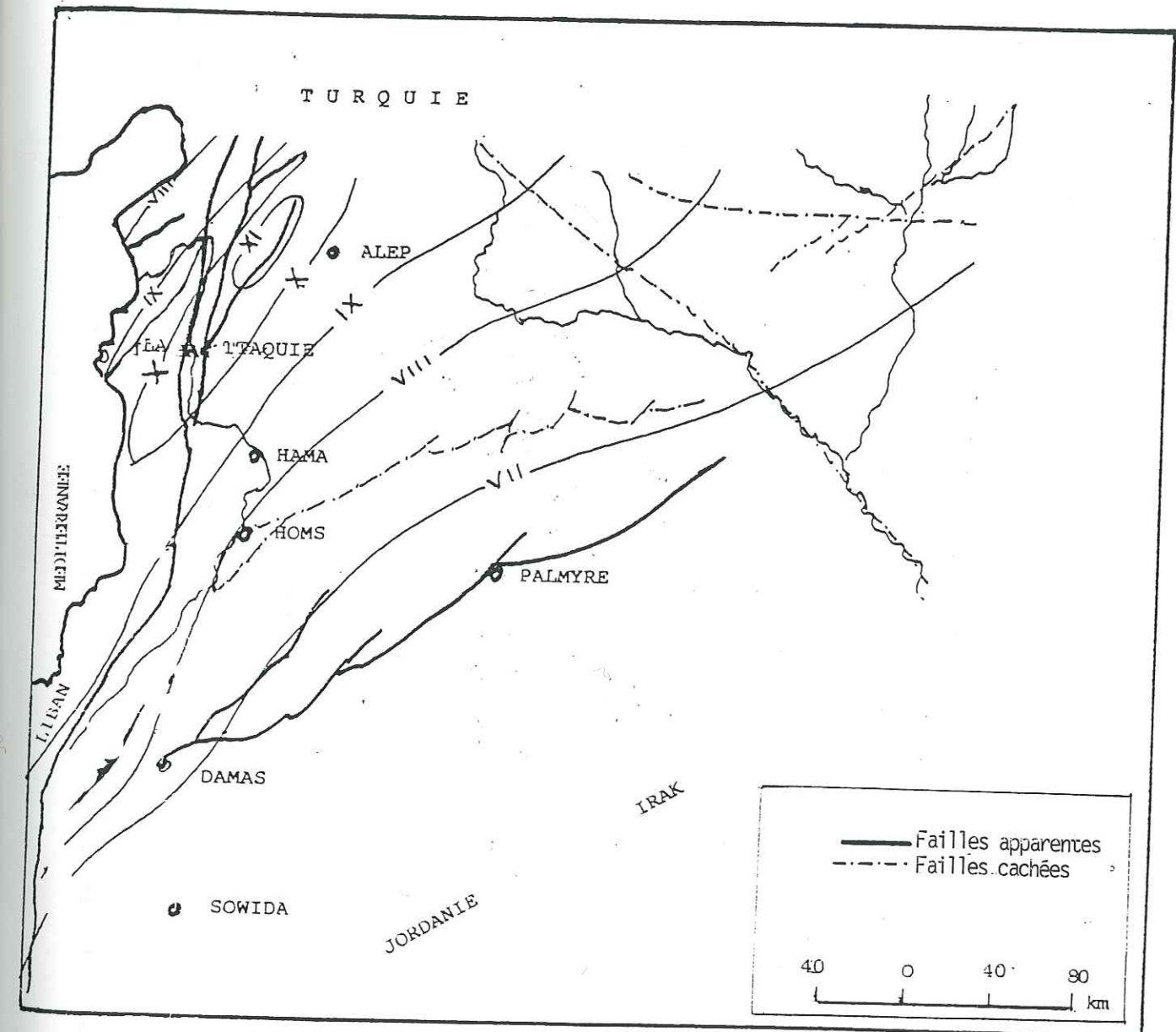


Fig. 6.4: Carte isoseismale de l'évènement du 30 juin 1170

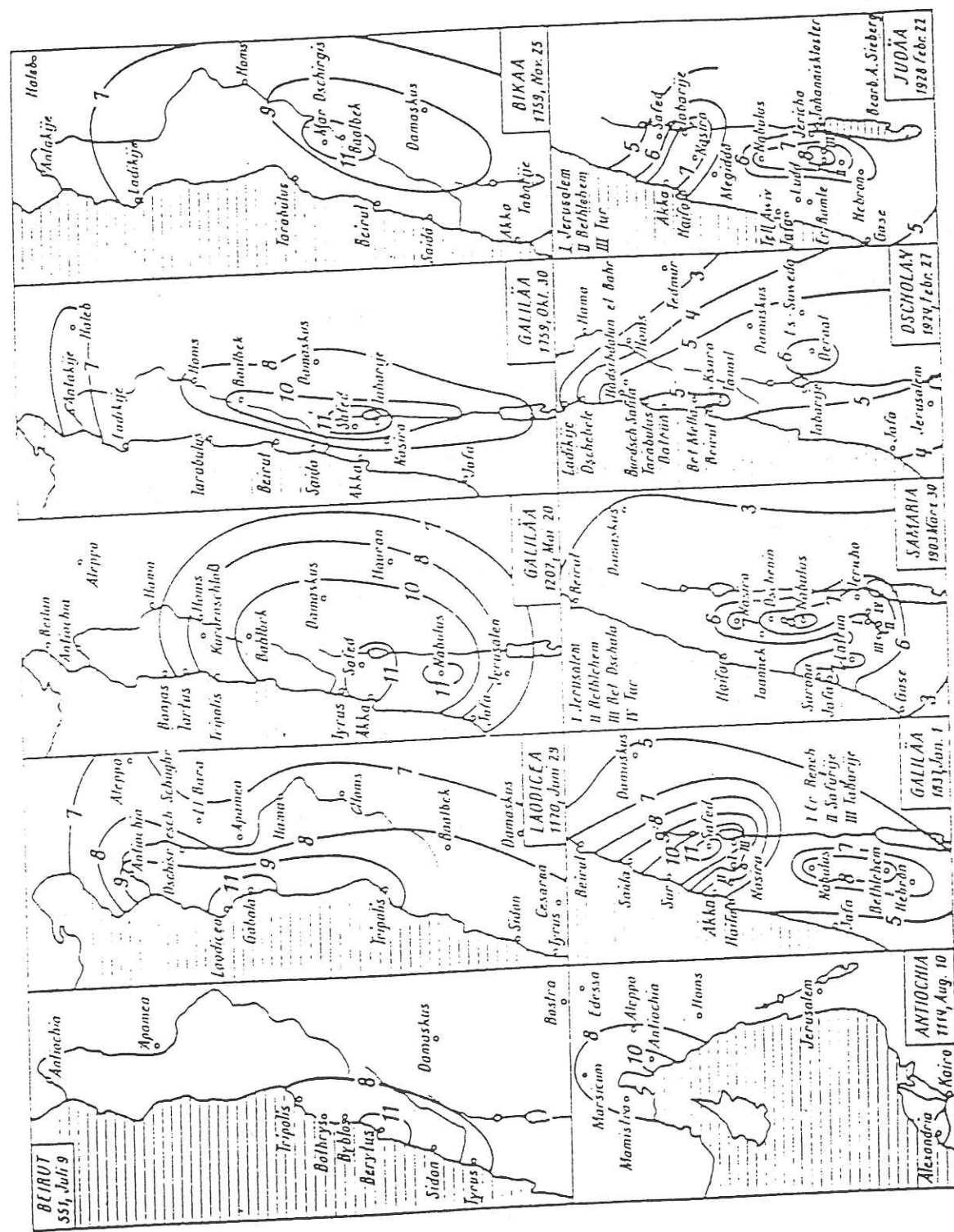


Fig. 6.5: Carte isoseismale d'après BEN MENAHEM, 1979

du minaret oriental de la mosquée Ommeyade, une quinzaine de mosquées sont nommément citées, le mur oriental de la mosquée "Al Mazbour" s'est fissurée... Cette nuit, la terre a tremblé à Safad, la majeure partie de ses habitants ont péri, une grande partie de Naplouse a été détruite et il y a eu beaucoup de victimes; une partie de la tour d'Acre est tombée en Mer, Tibérias, Deir Hanna, la citadelle de Al Jandal, le pays de Chouf et toutes les villes côtières, Sidon, Beyrouth, Tripoli, Lattaquié, Jaffa Haïffa ont été touchés, aucun village du Jabal, Ed-Druz (Djebel El Arab), n'a été épargné par les dégâts, les habitants des villes côtières et de la zone occidentale se sont réfugiés à Damas..., puis le soir du lundi 6 du mois Rubi II (25 novembre 1759), survint la secousse suprême, jamais connue dans le passé,... le minaret oriental que nous avons mentionné est tombé du côté de la mosquée, en détruisant une partie des trois "Mihrahs", la majestueuse coupole de l'aigle est tombée ainsi que toute la partie nord de la mosquée, malgré ses colonnes bien construites,... il y a eu beaucoup de victimes cette nuit à Damas, ainsi que dans les villages des environs à Tell, il y a eu des victimes..., les gens ont quitté Damas et sont restés trois mois sous les tentes. La secousse du 30 octobre a duré de 2 à 3 minutes, celle du 25 novembre a duré 4 minutes...", TAHER (1979). Les témoignages sont très nombreux, tel que celui d'un archevêque ou des lettres publiées dans un journal, des témoignages similaires sont rapportés dans les annales de Ksara (1956) et fournissent des précisions telles que 2000 morts à Safad, mais la campagne environnante est indemne, plusieurs centaines de morts à Damas, à Baalbek, victimes et monuments endommagés, tous les villages énumérés ont été également les plus atteints par le séismes du 16 mars 1956.

Des phénomènes divers ont accompagné les séismes:

- une brume de poussière s'est dégagée de la terre qui avait subi cette année une sécheresse anormale;
- la source de Maaser-Ech-Chouf s'est tarie;
- dans le djébel Miha, au dessus de Mukhatara, les roches se sont crevassées;
- le feu serait tombé sur la ville de Beit Jinn (... village situé à 1 km d'un cratère de volcan quaternaire).... (Ann, KSARA,

Nomogram of 1759 earthquake SYRIA_Region
Intensity versus time

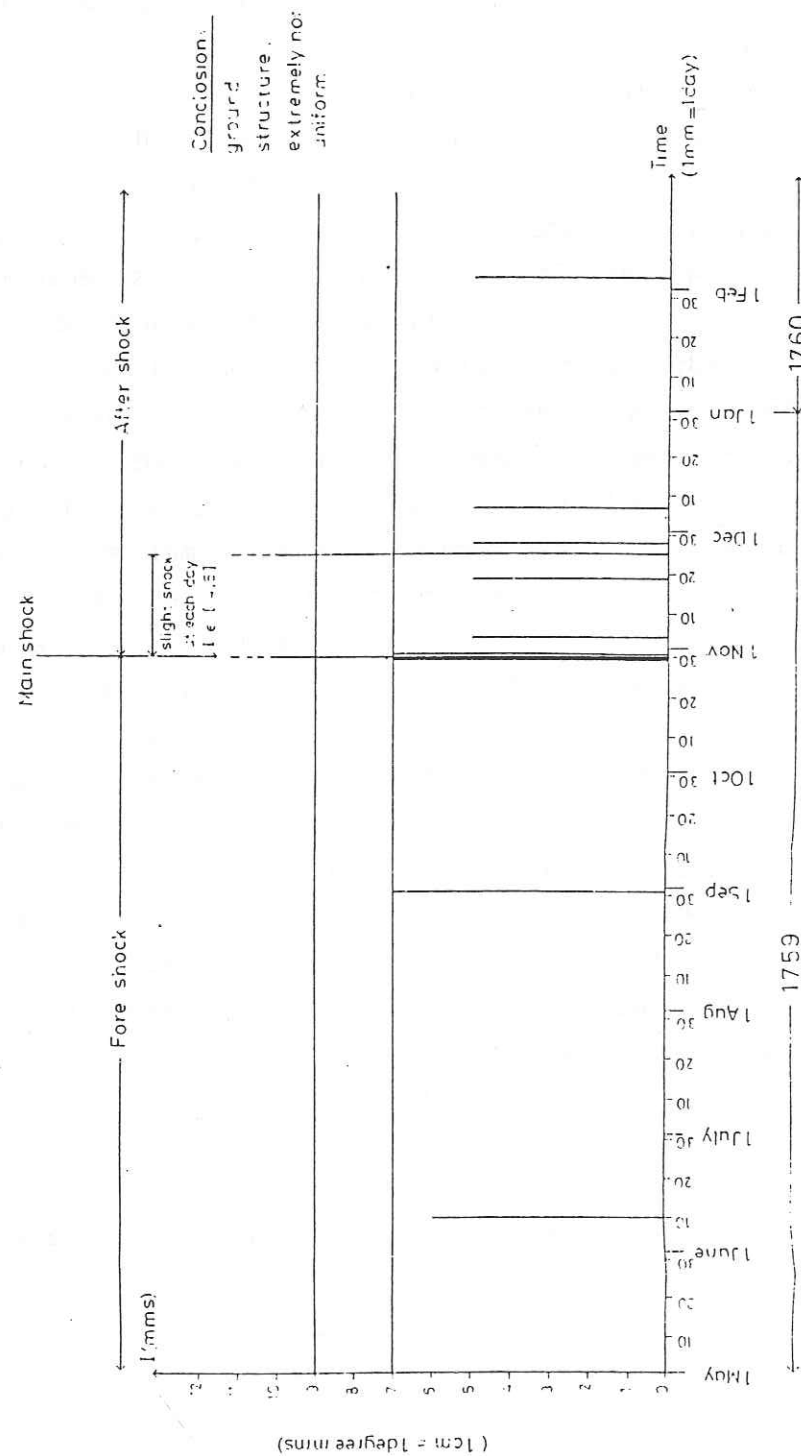


Fig. 6.6: Nombre de chocs en fonction du temps des événements 1759 - 1760 d'après HAKIM, 1986

1956). Un grand nombre de secousses, moins fortes se sont succédées jusqu'en Février 1760 (Fig 6.7), avec déplacement probable de l'épicentre vers le Nord jusqu'au pays d'Antioche (ANN KSARA, 1956).

- 30 oct. 1759 - 33°,0 N - 35°,5 E ; $I_0 = XI - ML = 6,5$
 - 25 nov. 1759 - 33°,8 N - 36°,2 E ; $I_0 = X - XI - ML = 6,8$
- Estimations d'après BEN MENAHEM (1979).

- 7 chocs sont mentionnés dans POIRIER, ROMANOWICZ et TAHER (1980) entre octobre 1759 et avril 1760, Damas (X-XI), puis Qunetra, Homs, Antioche et 3 fois Damas sans mention d'intensité.

Les figures 6.7, 6.8 et 6.8a montrent les isoseistes (échelle de Mercalli modifié), du séisme de 1759 (30 octobre et 25 novembre) établies par HAKIM (1986), AMBRASEYS et al. (1989) le rayon du cercle à l'intérieur duquel le séisme a été ressenti s'étendait sur environ 700 km.

JACKSON et al. (1984), citant une communication personnelle d'Ambraseys, mentionnant que cet événement serait associé à 100 km de rupture de surface. Egalement, HAKIM (1985) citant une communication personnelle d'AMBRASEYS mentionne que la faille qui serait responsable de cet événement est située à 50 km de Damas, à faible distance du village de Hafar (proche de la frontière libano-syrienne), mais il n'est pas fait mention de la longueur de la faille. D'après AMBRASEYS (1985) et AMBRASEYS & al. (1989) la faille est située à Bekaa, sa longueur est de 100 km et le décalage peut atteindre localement quelques mètres.

En appliquant la relation de SHEBLIN N.V. (1974) qui est adaptée par AMBRASEYS (1985) pour l'Europe du NW.

$$\log_{10} L = 0,5 M - 1,8$$

L est la longueur de la rupture de la surface et M la magnitude.

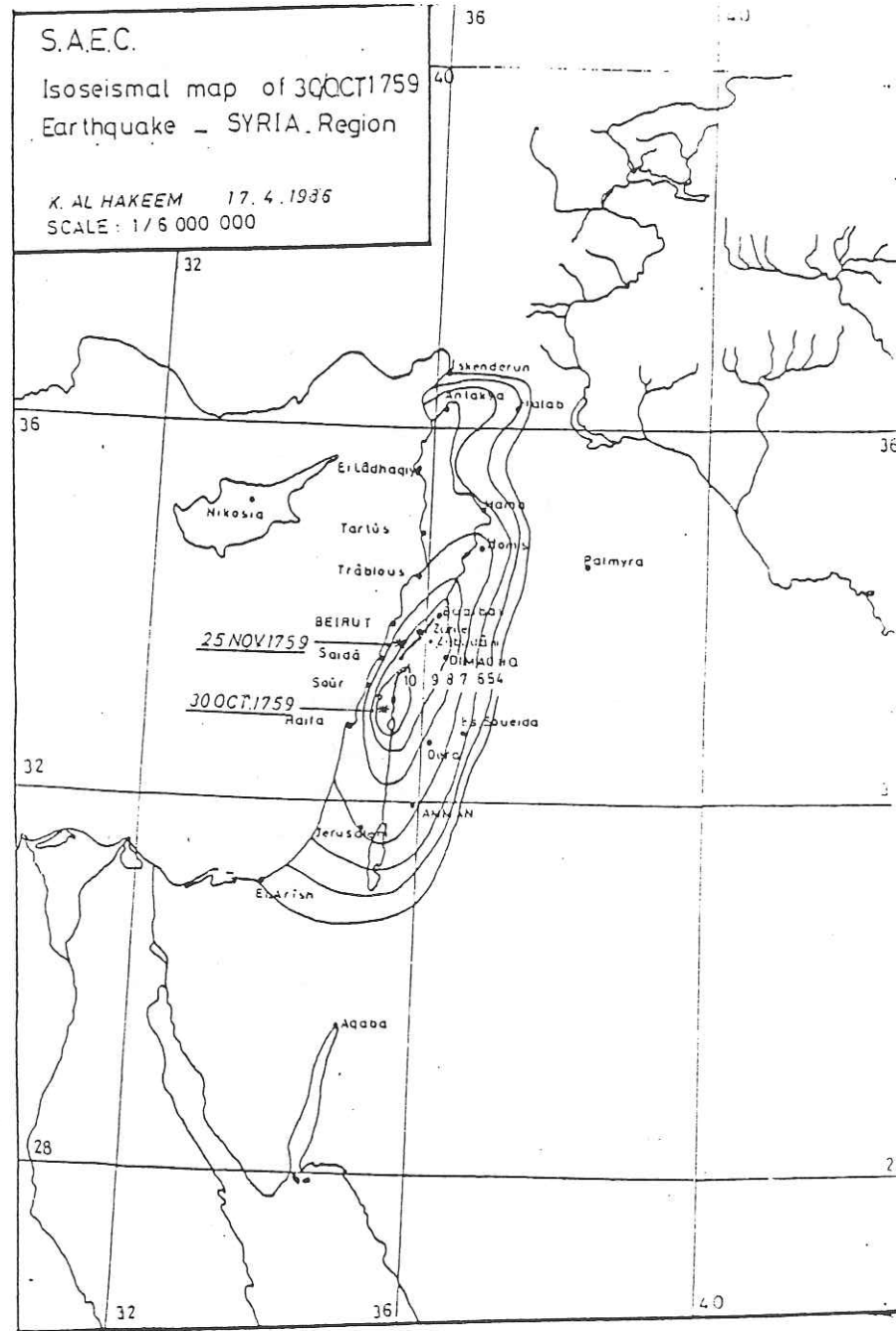


Fig. 6.7: Carte isoseismal de l'évènement du 30 octobre 1759 d'après HAKIM, 1986

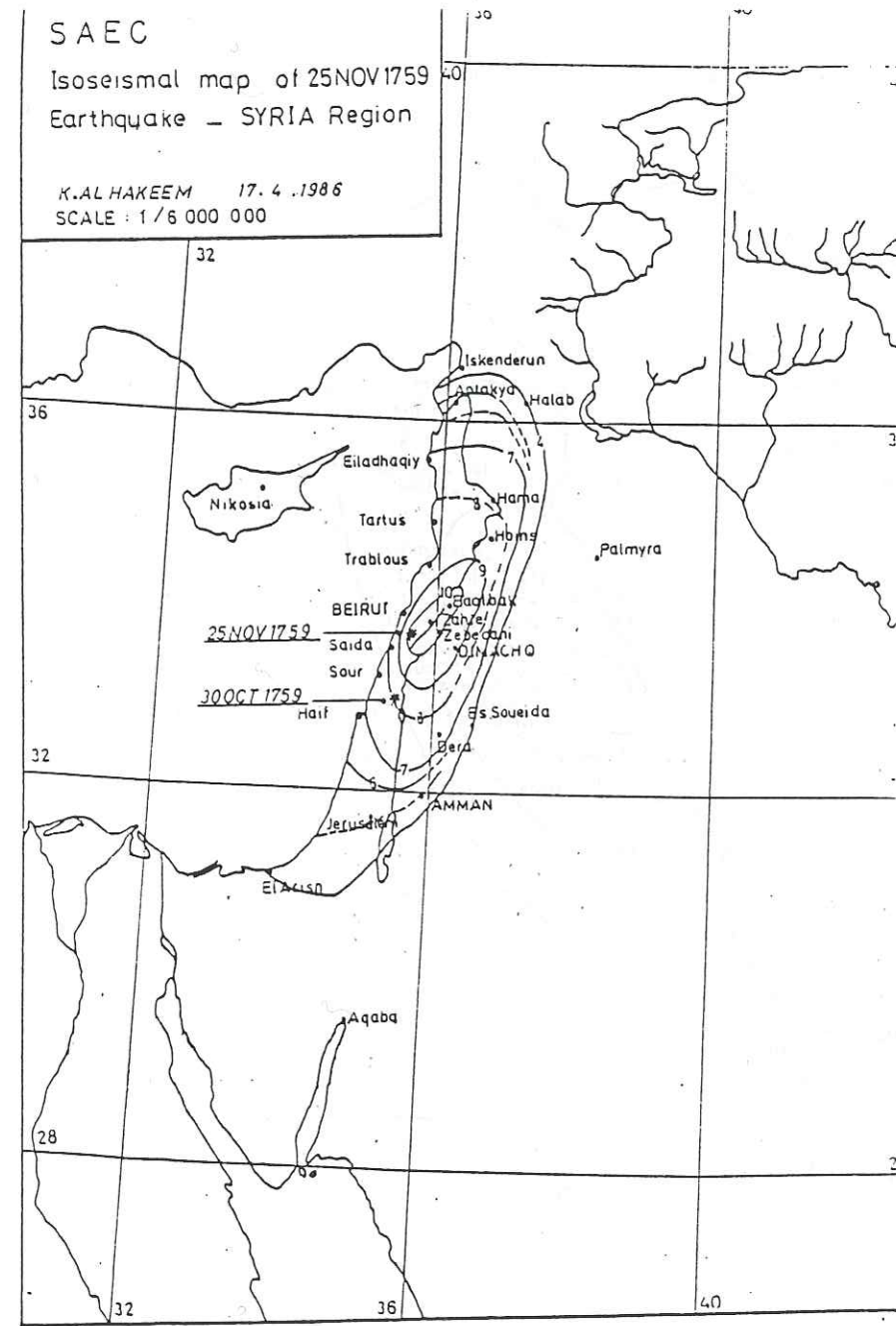


Fig. 6.8: Carte isoseismal de l'évènement du 25 novembre 1759 d'après HAKIM, 1986

AMBRASEYS AND BARAZANGI: THE 1759 EARTHQUAKE IN BEKAA VALLEY

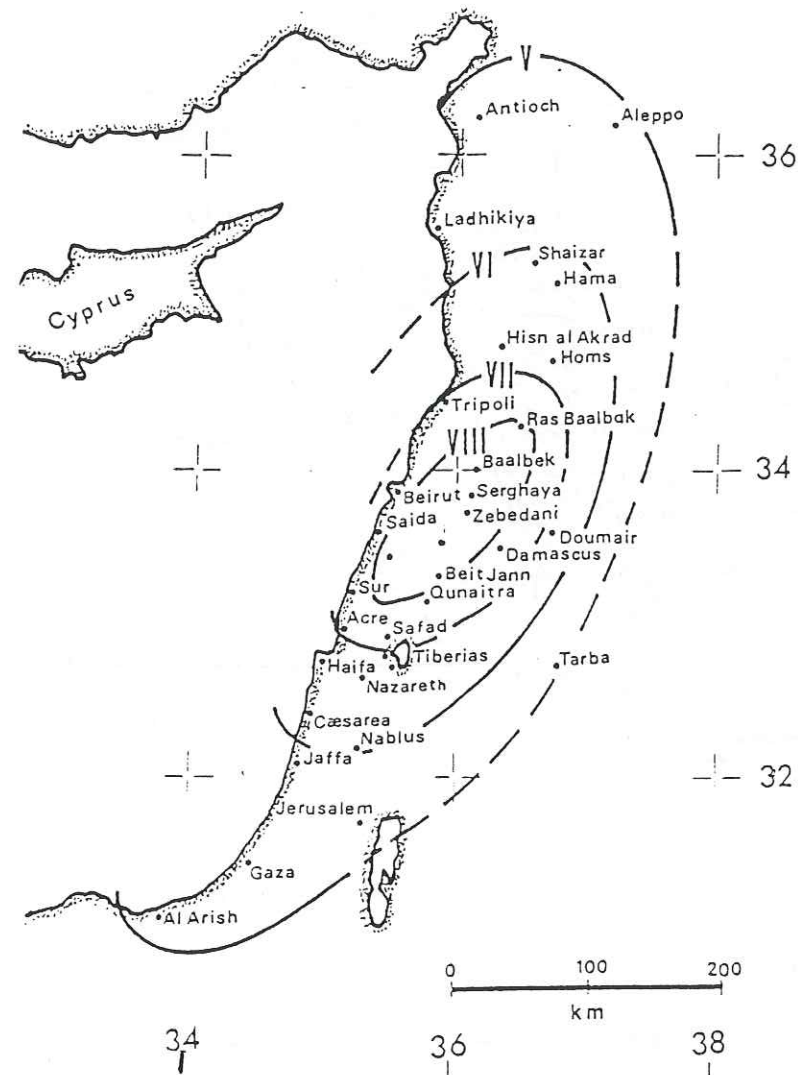


Fig. 6.8a: Carte isoseismal des événements de 1759 d'après AMBRASEYS et al., 1989

On trouve pour $M = 6,8$: $L = 40$ km et pour $M = 7$, $L = 50$ km. De la même façon, on pourrait calculer le rejet de faille (Δ), grâce à la relation suivante

$$M = 1,1 + 0,4 \times \log_{10} (L^{1,58} \times \Delta^2)$$

On obtient $\Delta = 1,21$ m, et celui-ci pourrait être de nature décrochante, de plus il est variable sur le terrain. Le système responsable de ce séisme pourrait être constitué des failles de Serghaya (N.W. Damas) et de Bekaa.

Notre estimation nous conduit à des résultats différents de ceux obtenus par HAKIM (1986). En effet, il estime $M = 7.557$ et $\Delta = 3.61$ m d'où $L = 95$ km. C'est probablement une estimation exagérée de la magnitude conduisant à une fausse estimation de L et Δ . Au contraire, le calcul ci-dessus est fondé sur l'estimation de M proposée par BEN MENHAMEM (1979) qui nous semble plus proche de la réalité.

Enfin, on pourrait dire que le séisme de 1759 est un séisme à foyer superficiel de grande magnitude comparable à celui d'Arménie du 7/12/1988 dont la profondeur du foyer était à 12 km, la magnitude de 6,7 et la longueur de rupture de surface de 50 km pour un rejet vertical 1,5m. Ce séisme a fait 25000 morts, 13000 blessés et détruit 500 000 maisons.

6.9 - INTERPRETATIONS HISTORIQUES

6.9.1- Interprétation dans la littérature

A l'époque médiévale les esprits n'étaient pas encore prêts à rechercher une cause rationnelle aux tremblements de terre et la mentalité du temps ne pouvait concevoir qu'une explication de nature religieuse et mythique. Les histoires établissent par ailleurs une relation directe entre les séismes et certains événements naturels comme les changements

de saisons et même économiques et sociaux, comme s'ils étaient étroitement liés à la peste, à la cherté des prix ou à la dépravation des mœurs. TAHER (1979) mentionne "IBN SINA (mort en 427 après H) dans son ouvrage intitulé "Al Shifa" (la guérison), recherche les causes de tremblement de terre et tente de classer ceux-ci. AL BIRUNI (mort en 440 après H.) traite de l'origine de la terre de ses mouvements et de l'influence qu'y ont les séismes. Dans son ouvrage "Al Bad wa' Ltarich (le principe et l'histoire) "chaque territoire aurait (à sa base) une racine qui s'étendrait jusqu'à la montagne Qaf, qu'un ange y veillerait et que Dieu lorsqu'il veut montrer sa colère ferait signe à cet ange de mettre en mouvement cette racine". Ainsi, AL KINDI (mort vers 225 après H.) écrivit un traité sur les vents qui survenaient dans les entrailles de la terre et qui provoquaient ces séismes.

6.9.2 - Document historique

Par ailleurs on a trouvé un document sans référence, ni date, probablement à 1860 après J.C.. Il s'agit d'une carte de la sismicité historique de la Syrie, établie par le Père Henri Lamince ALYASSOUHI. Il a distingué deux lignes (Fig. 6.9).

1/ La première (pointée) commence à partir de Diar Baker, puis elle passe vers Menbej, Alep et Antioche et enfin circule sur toute la côte de la mer jusqu'à Gaza.

2/ La deuxième s'appelle la ligne orientale de la Syrie. Elle commence à Aintabe et se dirige vers le Sud. Elle croise la première ligne citée à Alep, puis continue vers Homs, Hama, Baalbek, le Lac Tibériade et la Mer Morte par la vallée du Jourdain.

6.9.3 - Interprétations religieuses

Enfin, les volcans et les tremblements de terre sont des phénomènes tellement démesurés qu'il n'est pas étonnant de les voir inspirer les représentations de la fin des temps dans les trois livres du Proche Orient, le Coran, la Bible et l'Evangile.

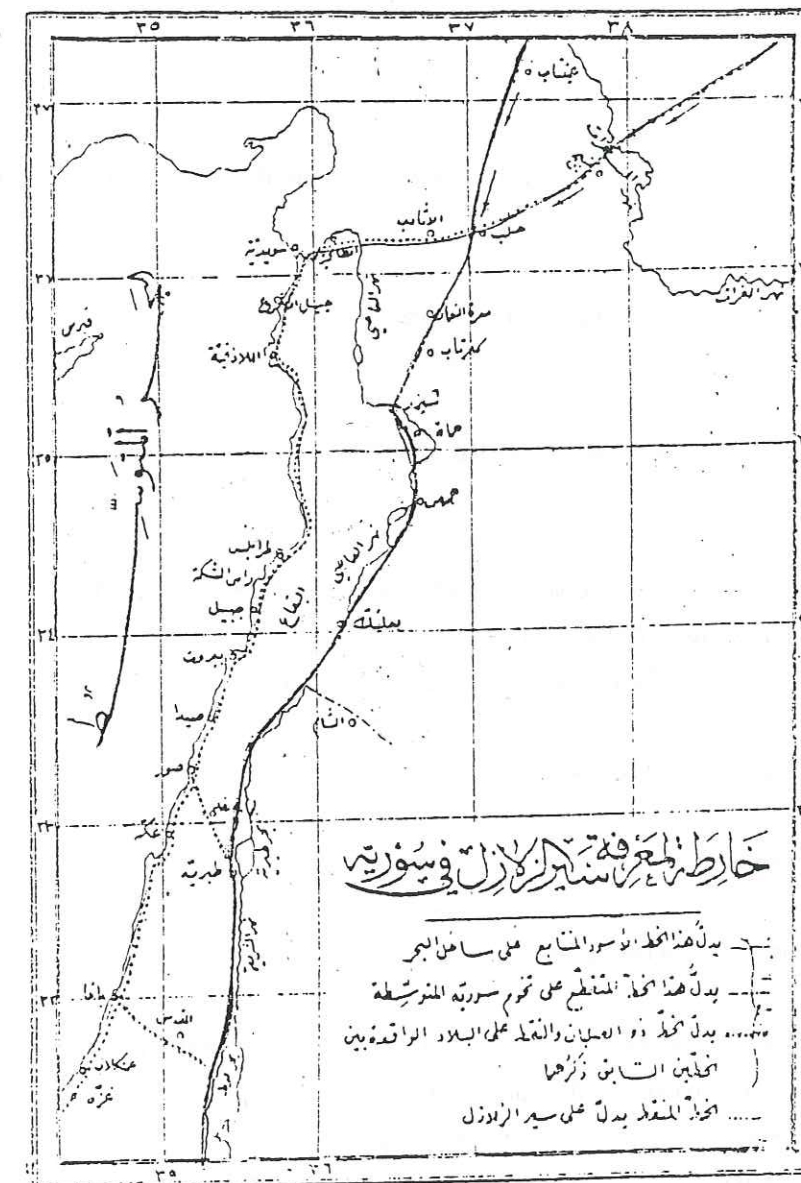


Fig.6.9: Carte de la sismicité historique d'après le Père HENRI. Elle montre deux lignes, l'une côtière en pointillé, la deuxième dénommée ligne orientale.

Le **Coran** contient la fameuse sourate Al Zalalat où on annonce le dernier jour sous la forme d'un tremblement de terre; Al Zalalt signifie d'ailleurs "tremblement de terre" en Arabe.

La **Bible** possède des images semblables pour le dernier jour où "les entrailles de la terre s'ouvriront" avec peut être davantage d'insistance sur le choc cosmique: extinction des luminaires, collision des astres...".

L'**évangile** reprend les images bibliques.

6.10 - CATALOGUE DE LA SISMICITE HISTORIQUE

En comparant tous les documents en notre possession, nous avons pu établir un catalogue plus complet, corrigé et révisé qui résume les informations essentielles. Ce catalogue contient 9 colonnes:

- 1/ la numéro de l'évènement
- 2/ La date en calendrier Hégirie
- 3/ La date en calendrier Julien
- 4/ Les coordonnées qui ne correspondent pas rigoureusement à l'épicentre, mais plutôt à une évaluation rapide de la position de l'aire macrosismique déduite des descriptions des principaux centres de destructions causées par le séisme. On trouve d'autre évènements qu'il n'a pas été possible de localiser.
- 5/ Localités affectées par le séisme et accompagnées d'un bref commentaire lorsque c'est nécessaire.
- 6/ Les types d'erreurs possibles.

7/ L'évaluation de l'intensité selon l'échelle MKS.

8/ L'estimation de la magnitude du séisme. Ce paramètre ne représente que d'une façon imparfaite les aspects énergétiques liés aux séismes instrumentaux, pour la sismicité historique le problème est plus complexe encore (l'amplitude des ondes sismiques de surface ou de volume n'étant pas mesurable). Plusieurs relations empiriques ont été proposées pour calculer les magnitudes fondées sur des évaluations des intensités, nous avons adopté l'estimation proposée par BEN MENAHEM (1979). Pour tenir compte des incertitudes liées aux difficultés d'évaluation de ces magnitudes, nous les associons à des barres d'erreurs ± 1 . Les magnitudes évaluées de cette façon seront considérées comme équivalentes aux magnitudes des ondes de surface (M_s) comprises entre 4 et 7,5.

9/ nous mentionnons les références pour chaque séismes par des chiffres arabes où:

- 1: N. N. AMBRASEYS (1962)
- 2: A. BEN MENAHEM (1979)
- 3: K. HAKIM (1985)
- 4: N. ABOU KARAKI (1987)
- 5: M.A. TAHER (1979)
- 6: J.P. POIRIER, B.A. ROMANOWICZ et M.A. TAHER (1980).

N	Dates		Coordonnées	Localités ayant été affectées par le séisme et quelques remarques	Type d'erreurs	I	M	Références
	H	ap. J.C.						
1	-	19	33°,0 N - 35°,5 E	Zone de Djebel-El-Arab, Sidon, Syrie, Palestine, Turquie	-	X	6.8	1,2,3,4
2	-	33	32° N - 35°,5 E	Palestine-Jérusalem, important séisme suivi d'un autre 3 jours plus tard (nb.: mort de Jésus)	III	IX	6	1,4
3	-	37	36° N - 36° E	Antioche - Syrie	III	IX	6	1,3,4
4	-	52-53	36°N - 36° E	Destruction à Antioche et Lattaquié	-	IX	6	3,6
5	-	115	36°N - 36° E	Antioche, grande catastrophe 260.000 victimes d'après (Ben Menahem, 1979) cet évènement est mentionné plusieurs fois dans la littérature talmudique est ressenti dans tout le proche Orient et la Méditerranée orientale jusqu'à Rhodes, date du 13/12 pendant la nuit	-	XI	7.4	1,2,3,4,6
6	-	130	33°,5 N - 36°,2 E	Damas	I	IX	6.1	2,3
7	-	155	36° N - 36° E	Antioche	-	VII	5.5	3
8	-	233	33°,5 N - 36°,2 E	Damas	II	VII	6.3	2,3,4
9	-	245	36° N - 36° E	Destruction à Antioche, Syrie, Egypte	II	IX	7.1	2,3
10	-	306	33°,5 N - 35° E	Tyr, Sidon, Jérusalem, Tsunami à Caesaria	-	X	7	1,2,3,4
11	-	332	33°,5 N - 34° E	Famagouste, beaucoup de victimes, ressenti à Antioche, même description mais daté 330 après J.C. (Ben Menahem, 1979, également ressenti en Turquie	-	IX	6.5	2,3,4
12	-	334	36°,5 N - 36°,5 E	Très fort à Antioche, ressenti dans tout le Proche-Orient, 40.000 morts et blessés	-	X	7	2,3,4
13	-	342	36° N - 36° E	Antioche. Descriptions similaires pour les dates (340, 341, 342, 343, 344) dans Willis	-	IX	6	1,2,3,4
14	-	349	34° N - 35°,5 N	Destruction à Beyrouth. Côte Syrienne	-	X	7	1,2,3,4

N	Dates		Coordonnées	Localités ayant été affectées par le séisme et quelques remarques	Type d'erreurs	I	M	Références
	H	ap. J.C.						
15		365	35° N - 32° E	Chypre, Antioche, Palestine		VIII	6	1,2,3
16	-	419	33° N - 35°,5 E	Palestine, près de Safad. Destruction à Khirbet Shama et Aphek, ressenti à Jérusalem	-	IX	6.2	1,2,3,4
17	-	458	36° N - 36° E	Antioche 80.000 victimes. Destruction totale, Syrie, Jérusalem. Descriptions similaires en 447, 457, mentionnées chez Willis (1928) et Hakem (1985)	-	X	6.5	1,3,6
18	-	500	37° N - 37° E	Destruction d'Antioche, Safad à 550 km de distance est endommagée. Ressenti en Turquie et en Grèce	-	XI	7.5	1,2,3,4
19	-	502	-	21 Août au large d'Acre, destruction à Tyr, Sidon, Beyrouth, Byblos, d'après Ben Menahem (1979) à 501 (destruction de Tyr, Sidon, Beyrouth et Hakem (1985) a mentionné les deux dates 21/8/501 ou 22/8/502	-	X	6.5	1,2,3,4
20	-	525	36° N - 36° E	Antioche, Turquie, Beyrouth, Sidon, Tyr	III	IX	6.7	1,2,3,4,6
21	-	528	-	29/11: destruction d'Antioche; Jérusalem et Damas endommagées, ressenti en Egypte, Turquie, Arménie, effondrements de terrain et chute de la montagne de Quludhyya dans l'Euphrate, le fleuve abandonnant son lit pour chercher un autre passage (Taher, 1979)	-	X	6.9	1,2,3,4,5,6
22	-	551	-	Alep, 40.000 victimes, Antioche, Beyrouth	II	XI	7.5,	1,2,3,4
23	-	565	-	Destruction à Alep, Beyrouth, Damas	-	IX	6.5	2,3
24	-	581	-	Antioche, Palestine	-	X	6	1,3,6
25	-	588	36°,5 N - 36°,3 E	31 octobre, Antioche (60.000 victimes)	-	IX	6.5	1,2,3,6
26	13	634	36°,5 N - 36°,5 E	Alep, destructions, les murailles de la citadelle d'Alep furent détruites	-	VIII	6	1,2,3,4,5,6
27	37	658	32°,5 N - 35°,5 E	Syrie; Palestine	-	VIII	6.5	1,2,3

N	Dates		Coordonnées	Localités ayant été affectées par le séisme Quelques remarques	Type d'erreurs	I	M	Références
	H	ap.J.C.						
28	58	678	36°,5 N - 37° E	Destruction au N.W de la Syrie, 170.000 victimes	-	X	6.5	3
29	94	713	36°N - 36 E	Un ensemble de tremblements de terre en Syrie, qui s'est succédé pendant 40 jours, démolition de maisons prodiges divers	I	X	6.5	1,2,3,4,5,6
30	130	748	32° N - 35° E	Au mois de ramadan de l'an 130 après H. Damas est endommagée, d'après Ben Menahem, 1979 en 747 après J.C., le plus violent de Jérusalem	II	XI	7.3	1,2,3,4,5
31	138	756	33°N - 35°E	Jérusalem, Palestine, Antioche, Syrie	-	IX	6	1,2,3,4,5
32	147	765	-	Ressenti au Nord de la Syrie et à Jérusalem	-	VIII	6	1,2,3
33	187	803	35°,5 N - 37° E	Les murailles se sont effondrées et les sources d'eau ont été asséchées à Misis	-	VIII	6	1,2,3,4,5
34	220	835	36°,5 N - 36°,15 E	Destruction d'Antioche, une durée de 40 jours	-	IX	6	1,3,4,5
35	230	845	33°,2 N - 35°,5 E	Dams, Antioche, séisme terrible, destruction des maisons (50.000 victimes)	I	IX	6	1,3,5
36	232	847	34°,5 N - 36°,3 E	Mossoul, Antioche, Turquie, Damas, Liban, Homs, effondrement du toit du marché	-	IX	6	1,2,3,4,5
37	239	854	32°,5 N - 35°,3 E	Palestine, Tibériade. Collision de montagnes chute d'un gros rocher, de nombreuses victimes	III	IX	6	1,3,4,5
38	245	860	36°,2 N - 36°,2 E 37° N - 36° E 34°,5 N - 36° E	Destruction totale d'Antioche, choc ressenti à La Mecque en Arabie, Egypte, Turquie, Arménie, Jérusalem	I	XI	8	1,2,3,4,5
39	340	951	37° N - 37° E	Les tremblements de terre se sont multipliés cette année là dans la zone d'Alep, beaucoup de victimes destruction de la citadelle de Raban, Tel Hamid et Duluk	-	X	6.5	1,3,4,5

N	Dates		Coordonnées	Localités ayant été affectées par le séisme Quelques remarques	Type d'erreurs	I	M	Références
	H	ap.J.C.						
40	360	970	36° N - 36° E	Antioche une partie des murailles s'est effondrée 12.000 ouvriers les ont remis en état	-	IX	6	1,3,4,6
41	362	972	33°,2 N - 36°,1 E	A Damas et ses environs un fort séisme pendant un certain temps, à Antioche également où plusieurs tours se sont effondrées, tsunami en mer Morte, sur les côtes Jordaniennes (Ambraseys, 1962), Palestine, Jérusalem	II	IX	6	1,3,4,5
42	381	991	33°4 N - 36°,19 E	5/4/991 apr. J.C., le samedi 17 Muharram 381 après H. Destructions majeures et beaucoup de victimes à Damas 1000 maisons environ se sont effondrées, un village de Baalbek s'est effondré, séisme ressenti jusqu'en Egypte associé aux failles de la Békaa. (Ben Menahem, 1979) les secousses se sont poursuivies jusqu'au Vendredi 17 safar (crise 29 jours)	-	IX	6.5	1,2,3,4,5
43	385	995	-	Syrie	-	VIII	5.5	1,3,5
44	393	1002	36° N - 36° E	Dans l'intervalle (10/11/1002 -30/10/1003) Damas la zone cotière, la Syrie en général, nombreuses victimes ensevelies sous les décombres (Taher, 1979) zone d'Antioche	-	IX	6	1,3,5,6
45	425	1034	32° N - 35°,5 E	Très violent, ravagea la Syrie, l'Egypte, sa force maximale était localisée à Ramala. Les habitants quittèrent leurs maisons quelques jours Beaucoup de gens sous les décombres (Taher, 1979)	I	X	6.5	1,2,3,4,5
46	434	1042	34°,5 N - 38°,2 E	Dans l'intervalle (20/8/1042-9/8/1043), destruction totale de Palmyre (Tadmour), la majorité des habitants de Palmyre ont péri sous les décombres (Taher, 1979)	-	IX	6	1,2,3,4,5
47	439	1047-48	31° N - 35°,5 E	Dans l'intervalle (27/6/1047-16/6/1048), la terre a tremblé à Ramla. Les gens évacuèrent la ville (Taher, 1979)	-	VIII	5.5	1,3,4,5

N	Dates		Coordonnées	Localités ayant été affectées par le séisme Quelques remarques	Type d'erreurs	I	M	Références
	H.	ap.J.C.						
48	442	1050	37° N - 36°,5 E	Antioche. Violent séisme, chute de la foudre sur la cathédrale	-	IX	6	1,3,4,5
49	455	1063	35° N - 36° E	Dans l'intervalle (29 /7/1063-28/8/1063) un tremblement de terre à Antioche et à Lattaquié, à Tripoli, Tyr, Acre, les murs de Tripoli s'effondrent	I	VIII	5.5	1,2,3,4,5,6
50	460	1068	31°,5 N - 35°,5 E	Ramla, Aqaba, Elat, Jérusalem, Tabouk, Le Caire Egypte, Arabie	I	IX	6	1,2,3,4,5
51	479	1086		Dans l'intervalle 18/4/1086-7/4/ 1087, Syrie vers les déserts (Palmyre), ressenti en Irak	-	VII	5	1,3,5
52	484	1091	36° N - 36 E	27/9/1091, violent séisme en Syrie, beaucoup de maisons ont été endommagées à Antioche 70 tours environ des murailles d'Antioche ont été détruites, de nombreuses victimes	I	IX	6	1,3,4,5,6
53	487	1094	33° N - 36° E	Série de séismes à Damas qui ne causèrent pas beaucoup de destructions (Taher, 1979)	-	VI	5	1,3,4,5
54		1105	32° N - 35°,5 E	Fortement ressenti à Jérusalem	-	VIII	6	1,2,3,4
55	508	1114	37° N - 38°,5 E	20/11/1114, le 18 Jumada II 508 a fait écrouler 13 tours à Urfa et une partie des murailles de Harran beaucoup de maisons se sont effondrées à Samsat et Balis, beaucoup de victimes (100.000 sinistrés, Antioche détruite, tsunami fortement ressenti en Palestine, une succession de chocs désastreux ont détruit les villes d'Antioche et d'Alep, Hama, les failles se situant entre 34°,6 N - 37°4 N et 35°,7 E - 36°,2 E sont responsables ML: 7 Ben Menahem 1979	I	X	7	1,2,3,4,5
56	533	1138	36°,5 N - 37°,5 N	Damas, Alep (épicentre). Deux séries de secousses répétées (80 en tout)	-	X *	7	1,2,3,4,5,6

N	Dates		Coordonnées	Localités ayant été affectées par le séisme Quelques remarques	Type d'erreurs	I	M	Références
	H	ap.J.C.						
57	546	1151	32°,8 N - 37°,0 E	Pendant la nuit secousses à Bosra et ses environs ainsi qu'à Haurane, Djebel el Arab	-	VIII	6	1,2,3,4,5
58	546	1152	33°,3 N - 36°,19 E	3 Février 1152, le samedi 22 Chawal 546 fortement ressenti à Damas	-	V	5	1,3,4,5
59	551	1156	34°,8 N - à 36°,4 N 36° E - 37° E	Crise majeure conformée 19 mai secousses à Alep et Hama - 5 Oct. : 3-4 secousses à Wadi (AlGhab-Orontes) -18 Oct.. : 6 " " " " -21 Oct. : 40 " " " " -25 Oct. : 2 " " " " -30 Oct. : 1 " " " " -31 Oct. : 2 " " " " - 9 Nov. : 1 " " " " -17 Nov. : 1 " " " " -26 Nov. : 1 " " " " - 1 Déc. : 1 " " " " - 4 Déc. : 4 " " " " -17 Déc. : nombreuses " " " " et destruction à Alep et Hama	II	VIII	6.1	1,3,4,5,6
60	552	1157		- 11 Avr. : 1 secousse à Wadi (AlGhab-Orontes) Destruction à Afamya - 12 Avr. : 2 secousses à Wadi (AlGhab-Orontes) - 13 Avr. : 1 " " " " - 14 Juil.: 4 " " " " - 15 Juil.: Destruction à Baalbek et Tripoli et surtout à Homs et Hama, Alep, Damas - 23 Juil.: 2 secousses à Alghab, destruction à Alep, Afamya, Hama, Homs - 21 Août : 1 à 4 secousses à AlGhab: destruction à Antioche, Afamya - 25 Août : 2 secousses à AlGhab et destruction à Hama et Lattaquié - 28 Août: 3 secousses à Alghab, destruction à Homs Tripoli	-	IX	6.7	1,2,3,4,5

N	Dates		Coordonnées	Localités ayant été affectées par le séisme Quelques remarques	Type d'erreurs	I	M	Références	
	H	ap.J.C.							
61	553	1158	35° N - 36° E	- 15 sept.: 1 secousse à Alghab - 08 Nov.: nombreuses secousses à Alghab - 24 Nov.: 2 secousses à Alghab - 23 Déc.: 2 secousses à Alghab - 24 Déc.: 2 secousses à Alghab - 25 Jan.: 1 secousse à Alghab - 27 Jan.: 1 " " - 01 Fév.: 6 " " - 26 Avr.: nombreuses secousses à Alghab, Alep - 06 Mai : 1 secousse à Alghab - 30 Août: 1 secousse, 31 août 2 secousses à Alghab					
62	554	1159	35°,2 N - 36°,4 E	- 31 Jan.: 1 à 2 secousses à Alghab - 31 Avr.: 4 " " - 06 Jui.: 2 " "					
63	-	1160	32°N - 35°,5 E	Destruction du Monastère de St Jean sur le Jourdain à Jérusalem		VIII	6.1	1,2,4	
64	565	1170	36°,5 N - 37° E	Alep, Chizar, Antioche, Tripoli, Baalbek, Homs, Hama, Damas, Palestine, 80.000 victimes à Alep	II	X	7.5	1,2,3,4,5,6	
65	-	1182	32°,5 N - 36°,5 E	Destruction au Sud de la Syrie, Houranne, Palestine, Djebel-El-Arab		IX	6.7	1,2,3	
66	597	1201	34°N - 36°5 E	Destruction Tripoli, Aka, Naplouse, nombreuses victimes, effondrement à Baalbek, Damas, Tsunami sur la côte syrienne		IX	6.5	1,2,3,4,5	
67	598	1202	36° N - 37° E 34° N - 36° E 32°,5 N - 35° E	Homs, Damas, Hama, séisme, dégats matériels de nombreuses victimes, Jérusalem dommages imporants, tempêtes		IX	6.8	1,2,3,4,5	
68	604	1208	33°,3 N - 36°,2 E	Damas, faible intensité		V	4	1,3,5	
69	658	1260	32°,5 N - 35°,5 E	Beisan, Galilée, Damas	I-II	VI	5	1,3,4,5	

N	Dates		Coordonnées	Localités ayant été affectées par le séisme Quelques remarques	Type d'erreurs	I	M	Références
	H.	ap.J.C.						
70	660	1262	34° N - 35°,5 E	Acre, Tripoli, Safad, Damas, Karak, Choubak	-	VIII	5.5	1,2,3,4,5
71	667	1269	32° N - 35° E	Qalqqulya, Imoisse, Sernour, Balloute, Hajar Al Asher (8 000 victimes)	-	IX	6	1,3,4,5
72	683	1284	33°,5 N - 36° E	Damas	-	IX	6	1,3,4,5
73	686	1287	33° N - 35°,5 N	11 mars: Hama, Homs, Safad, Lattaquié	-	VIII	5.5	1,2,3,4,5
74	686	1287	34°,5 N - 36°,5 E 36° N - 36°,5 E	2 avril: Lattaquié, Syrie, Arménie, destruction au Nord de la Syrie	-	IX	6	1,2,3,4,5
75	692	1293	31° N - 35°,5 E	Janvier, Février 1293: Karak, Ramla, Gaza	I	VII	5	1,3,4,5
76	702	1303	Extérieur en Méditerranée	Acre, Damas, Safad, Antioche, lezardes à la Mosquée Omeyade, tsunami à Aka et Alexandrie	I	VIII	5.5	1,3,4,5
77	706	1306	35°,2 N - 36°,2 E	Hama, Wadi Al Ghab	-	VII	5	1,3,5
78	722	1322	33°,5 N - 36° E	Une forte secousse à Damas.	I	VII	5	1,3,4
79	723	1323	-	Syrie, bouleversement du relief, suite à la sécheresse fit jaillir des sources	-	VIII	5.5	1,3,5
80	739	1339	34°,5 N - 37°,5 E	60 personnes ont péri à cause d'un tremblement de terre à Tripoli, Syrie, Palestine	-	VIII	6	1,3,4,5
81	744	1343	36°,5 N - 37°,5 E	Destruction à Alep touchant beaucoup de ses maisons et mosquées, quelques tours de sa citadelle sont tombées, Membij détruite, 57.000 victimes	-	IX	6.5	1,3,4,5,6
82	768	1366	-	Mention d'un séisme à Sfad (douteux)	-			1,3,4,5
83	802	1399	33°,5 N - 36° E	Pendant la nuit, la terre a tremblé à Damas, ce fut un léger séisme (Taher,1979)	-	V	4.5	1,3,4,5
84	806	1403	36°,5 N - 36°,5 E	19 Décembre, Alep	-	IV	4	1,3,4,5

N	Dates		Coordonnées	Localités ayant été affectées par le séisme Quelques remarques	Type d'erreurs	I	M	Références
	H.	ap.J.C.						
85	806	1404	36° N - 36° E	11 Février: violent séisme à Tripoli et Lattaquié	I	V	5	1,3,4,5,6
86	807	1404	36° N - 36° E	5 Décembre: 3 secousses à Alep, Jesser-el-Chagour	I	V	5	1,3,4,5
87	811	1408		Alep, Tripoli, Lattaquié, Homs, très violent séisme la citadelle de Homs subit la secousse	-	X	7	1,3,4,5,6
88	889	1484	36°,5 N - 37° E	Un séisme violent à Alep. La terre a tremblé au moins à six reprises (Taher, 1979)	II	VII	5.5	1,3,4,5
89		1546	32° N - 35°,5 E	Tsunami en mer Morte, dommages et victimes à Jérusalem à Hébron, Karak, SALT, Naplouse, Jaffa, Gaza et Damas	-	X	6.5	1,2,3,4
90		1563		Damas, faible secousse	-	V	4.5	3
91		1577	34°,5 N - 33°,0 E	Au Sud de Limassol en mer, ressenti à Adana (au Nord du golfe d'Iskandarouna) ressenti également en Syrie et en Palestine	-	IX	6.5	1,3,4
92		1603		Damas, Wadi el Bekaa	-			3
93		1606		Wadi el Bekaa	-			3
94		1609		Alep	-			3
95		1616		27 Août: destructions à Alep	-			3
96		1625		Damas, Homs, de nombreuses victimes	-			3
97		1627		Damas	-			3
98		1640		Damas	-			3
99		1656	34°,5 N - 36°, 8 E	Destruction de Tripoli, ressenti en Syrie et Palestine	-	IX	6.5	1,2,3,4
100	1117	1705	33°,3 N - 36°,2 E	Damas	-			1,3,4,5

N	Dates		Coordonnées	Localités ayant affectées par le séisme Quelques remarques	Type d'erreurs	I	M	Références
	H.	ap.J.C.						
101		1719	36°,2 N - 37° E	Endommagé trois mosquées et 200 maisons à Alep	-	IX	6.5	1,3
102	1148	1735	35°N - 34 E	28 novembre un séisme a été ressenti à Damas	-	V	5	1,3,4,5
103	1159	1746	33° N - 36° E	5 juil. la terre a tremblé à Damas	-	V	5	1,3,4,5
104	1167	1753	33° N - 36° E	16 Déce. à la 3ème heure de la nuit, léger séisme à Damas. Quelques destructions ayant entraîné 2 morts	-	VII	5.5	1,3,4,5
105	1170	1754		31 août, léger séisme à Damas	-	V	5	1,3,5
106	1173	1759	33°,5 N - 35°, 5 E	Une crise sismique bien documentée-30 oct. Jérusalem, zone de Djebel-El-Arab, Damas, Safad, Naplouse, Tripoli Beyrouth, séisme précédé par une sécheresse anormale - 4 nov.: Safad et Homs, bouleversement de relief - 19 nov.: Homs, déplacement de l'activité vers le N.	-	IX	6.5	1,2,3,4,5
107	1173	1759	34° N - 36° E	- 25 nov. Baalbek, Damas, village du Chouf, Djebel Miha/Mukhtara, Qunetra, durée de 4 mn pour ce séisme et le précédent, 50 km de rupture de surface; 2000 morts à Safad, des centaines à Damas, activité pendant 6 mois - Antioche à 7 décembre 1759	-	XI	7	1,2,3,4,5
108	1173	1760	33°4 N - 36°19 E	3 février, Damas, de nombreuses victimes	-			1,3,5
109	1174	1760		8 mars et en avril, épouvantable à Damas	-			1,3,5
110		1802	34°N - 36° E	Baalbek endommagée. Secousse ressentie en Palestine	-	VIII	6	1,2,3,4
111		1822	36°5 N - 37° E	13/8/ à 20 h destruction d'Antioche et d'Alep. Ressenti à Jérusalem et à Chypre. Tsunami à Beyrouth	-	IX	6.5	1,3,4,6
112		1822		5/9: Alep, destruction de ce qui est resté du précédent séisme, 20.000 victimes (ce chiffre couvre probablement les effets de ce séisme ainsi que du précédent) - Antioche	-	XI	7	1,2,3,4

N	Dates H. ap. J.C.	Coordonnées	Localités ayant été affectées par le séisme Quelques remarques	Type d'erreurs	I	M	Références
113	1834	32° N - 35°, 6 E	Jérusalem, Betléhem, Naplouse, Gaza, Est de la Mer Morte, Karak, Tibériade, très fort, plusieurs églises ont été endommagées à Jérusalem	-	X	6	1,2,3,4
114	1837	33° N - 35°, 5 E	Séisme destructeur dont l'épicentre est près de Safad Toutes les maisons sur les forts pentes sont tombées 5000 victimes à Safad, Tibériade 700 victimes, Nazareth, Jérusalem, Betlehem, Hebron, dévastateur à Beyrouth apparition de nouvelles sources thermales. Damas affecté, fort tsunامي au lac tibériade (ABOU KARAKI, 1987) à 14 h 34 mn - apparition de blocs d'asphalte en Mer Morte (BEN MENAHEM, 1979)	-	X	6.5	1,2,3,4
115	1854	35°, 5 N - 36°, 1 E	Antioche, Alep, Béyrouth	-	IV	4	1,3
116	1856	33° N - 35°, 2 E	02 octobre, Tibériade - Liban - Tsunami à Jafa	-	VI	5	3
117	1872	36° 0 N - 36° E 33°, 2 N - 35°, 1 E	02 avril à 7h45 mn destruction d'Antioche ressenti en Palestine, le 10 avril et le 15 mai il y avait deux fortes répliques (BEN MENAHEM, 1979), ressenti également à Djebel el Arab	-	IX	6.5	1,2,3,4
118	1873	33°, 5 N - 35° E	14 Février, séismes violents au large de Tyr et ressenti à Jérusalem et au Caire	-	VIII	5.5	1,2,3,4
119	1884	36°, 2 N - 37°, 5 E	Alep	-	VII	5	3
120	1896	34° N - 36° E	2 mai près de Baalbek	-	VII	5	1,2,3,4
121	1896	34° N - 33° E	29 juin, 23 heures plusieurs maisons détruites à Akrotiri, apparition de fissures sur le terrain. Jérusalem (V-VI), Haifa (V), Tibériade - Safad en Syrie et au Liban (III - IV) (ABO KARAKI, 1987)	-	IV	4	1,4
122	1900	35° N - 33° E	Nicosie, Palestine. En 1899 fut installé le 1er sismo graphe dans la région d'Helwan en Egypte. La suite de la sismicité entre dans le cadre de la sismicité instrumentale.	-	VIII	6	1,4

6.11 - CONCLUSIONS

Les aspects que l'on peut déduire des données de la sismicité historique (le catalogue et la carte de la sismicité historique) montrent trois zones différentes:

- 1: La zone de faille du Levant et ses environs;
- 2: le Nord de la Syrie;
- 3: la zone palmyrienne.

Ces trois zones d'activité sismique historique s'accordent bien avec les unités tectoniques actives définies aux chapitres précédents: zone faillée du Levant, zone de collision de la plaque arabe avec la plaque eurasié et chaîne des Palmyrides.

C H A P I T R E 7

SISMICITE INSTRUMENTALE

7.1 - EVOLUTION DE LA COUVERTURE EN STATIONS SISMOLOGIQUES DANS LA ZONE DU LEVANT

Les stations de Helwan, Ksara et Istanbul, installées respectivement en 1899, 1910, 1934 sont à des distances telles qu'il est peu probable d'y trouver des traces d'évènements de magnitude < 4 , générés dans la zone de la mer Morte (EL ISA, 1983). L'installation d'une station à Jérusalem en 1953, puis à Elat, à l'extrémité nord du Golfe d'Aqaba, en 1968 a permis de rendre possible la détection de certains évènements liés au système du Levant. Il est évident que les localisations systématiques et précises, avec un dispositif aussi limité peuvent être considérées comme presque impossibles, en particulier si l'on considère le caractère linéaire du dispositif des stations Ksara, Jérusalem, Elat. Ce n'est qu'à partir de Septembre 1981 que les résultats d'observations systématiques ont commencé à être publiés (Bull. n°1, I.P.R.G., Septembre 1981). L'I.P.R.G. "The Institute for petroleum Research and Geophysic" basé à Holon près de Tel Aviv (Fig. 7.1), dispose d'une quinzaine de stations permanentes réparties à l'Ouest de la transformante.

En Juin 1981, un réseau limité constitué de trois stations, courtes périodes, a été installé à l'Université de Jordanie à Amman (U.N.J.) à l'Est du Jourdain (El ISA, 1983).

Indépendamment de l'Université de Jordanie, la N.R.A. "Natural Resources Authority" basée à Amman a commencé à rendre opérationnel un réseau télémétré qui comporte actuellement 8 stations (ABOU KARAKI, 1987). Rappelons que la station libanaise de Ksara a cessé de fonctionner en 1975, elle a été remplacée par la station (BHL).

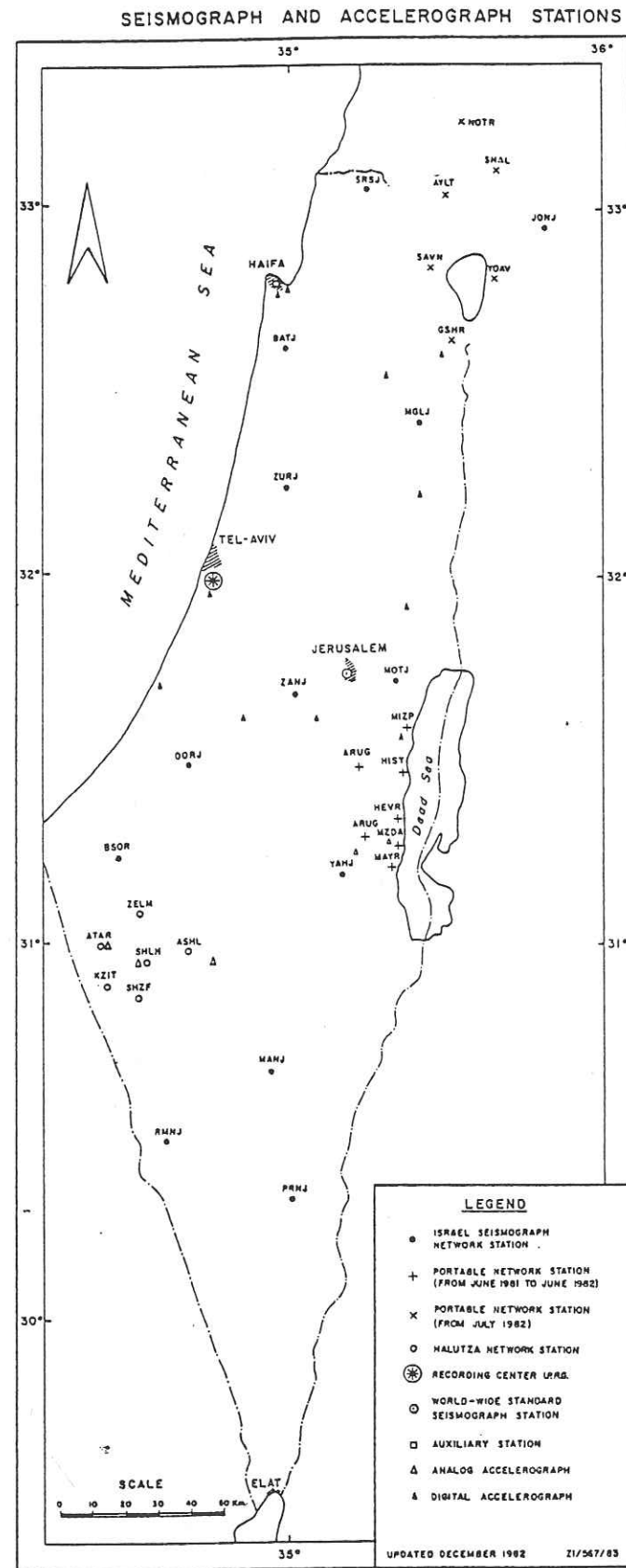


Fig. 7.1: Seismograph and accelerometer stations d'après IPRG, 1982

Les stations BHL (Liban), CSS (Chypre) et la proximité du réseau turc, relativement dense permettent d'effectuer des localisations acceptables. Ceci exige une bonne circulation des données et une cohérence en matière des temps d'arrivées (bonne synchronisation des horloges, même base de temps).

En résumé la surveillance sismique en Syrie n'est pas actuellement assurée (Fig. 7.2), mais par contre celle de la zone du Jourdain l'est par deux réseaux locaux distincts, le premier entièrement situé à l'Ouest de la transformante est le réseau de la station opérée par l'I.P.R.G. (Fig. 7.1), le second non encore complet et entièrement à l'Est de la transformante est mis en oeuvre par N.R.A. (Jordanie) (Fig. 7.2).

Nous avons souligné l'existence du réseau turc relativement dense et celui de stations isolées BHL (Liban), CSS (Chypre), UNJ (Jordanie), qui participent également à la surveillance sismique régionale et mondiale par l'envoi de leurs lectures des temps d'arrivées aux organismes sismologiques internationaux, tels que le C.S.E.M. (Centre Sismologique Euro-Méditerranéen-Strasbourg), l'I.S.C. (International Seismological Centre).

La coopération entre l'UNESCO d'une part et Arabe Fund for Economic and Social Development et Islamic Development Bank d'autre part, a produit en 1983 un rapport "Program for Assessment and mitigation of Earthquake risk in Arab région), dont notre région et il a été proposé d'installer des réseaux sismiques (Fig. 7.2), avec l'espoir que ce programme, qui est en cours de réalisation, permet une surveillance sismique régionale et nationale parfaite.

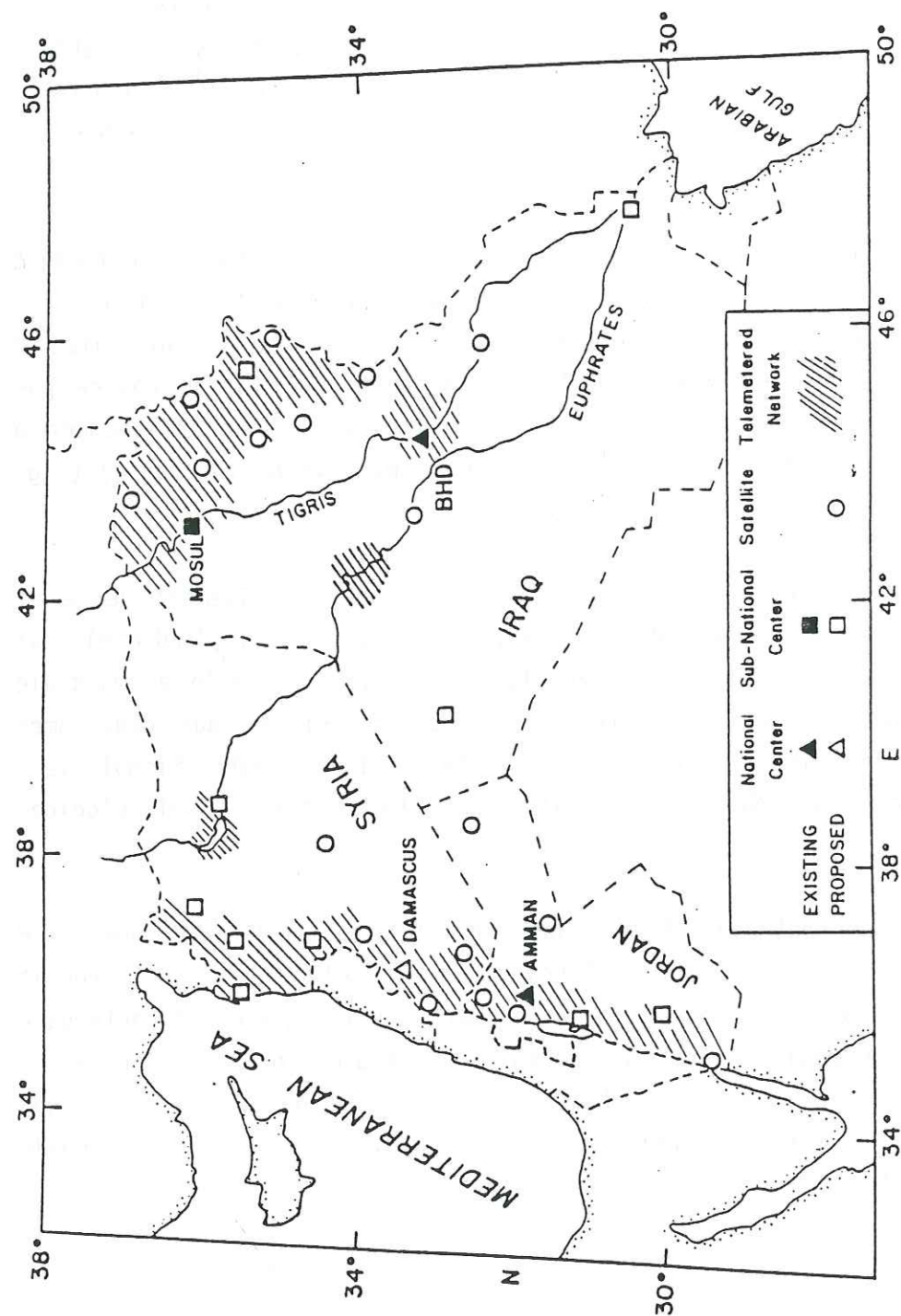


Fig. 7.2 : Seismograph stations in Jordan, Syria and Iraq d'après UNESCO, 1983

7.2 - SOURCES DES DONNEES

Nous avons compilé les données de la sismicité instrumentale pour la période 1900 - 1989. Il est évident que ces données n'ont pas toutes la même précision. La source principale des données était les annales sismologiques de l'observatoire de Ksara (Liban) jusqu'en 1975 (Fig. 7.3) et les bulletins de l'International seismological.

7.3 - LOCALISATION DES SESIMES

En ce qui concerne la localisation on peut noter qu'un épicerentre déterminé par Ksara coïncide très rarement avec les déterminations faites par d'autres stations, habituellement les différences sont inférieures à 0,4°. En position depuis 1981, les nombreuses stations utilisées ont permis d'améliorer la précision dans les localisations des séismes importants.

7.4 - DISTRIBUTION EPICENTRALE DES SEISMES DE 1900 à 1989

La distribution épicerentrale de l'ensemble des événements pour la période indiquée est représentée sur la figure 7.6. On observe une importante activité sismique à proximité de la zone transformante (faille du Levant), on constate que la zone du N et NW de la Syrie où les épicerentres montrés confirment l'activité connue de cette zone (zone de collision Arabie-Eurasie), la zone des Palmyrides montre également une activité. Enfin, il existe quelques secousses dispersées sur la zone NE de la Syrie où l'on note l'absence d'une sismicité historique; ceci peut s'expliquer par l'absence de la civilisation dans cet endroit.

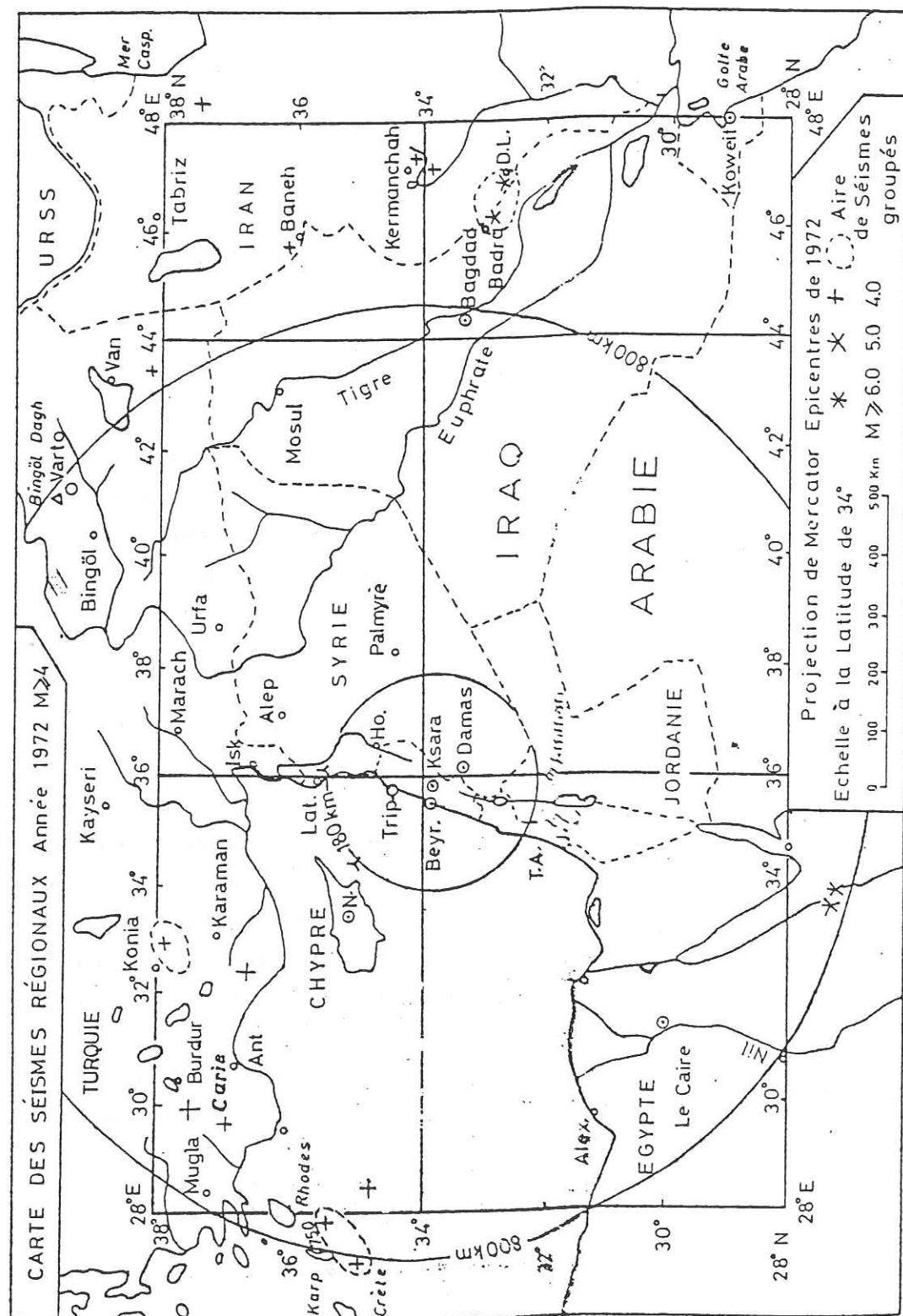


Fig. 7.3: Localisation de l'observatoire de Ksara (Liban) d'après Ksara, 1972

7.5 - L'ACTIVITE SISMIQUE EN SYRIE

Les données de la sismicité instrumentale dépendant entièrement des stations régionales plus ou moins éloignées ne peuvent être homogènes et couvrir toute la Syrie. En l'absence de station nationale locale l'image de la sismicité ne représente pas l'activité effective, cependant on a pu distinguer trois zones sismiques différentes, qui reflètent bien l'activité tectonique actuelle.

7.5.1 - La zone de faille du Levant

7.5.1.1 - Domaine du Golfe d'Aqaba (Fig.7.4)

Avant le 21 janvier 1983 aucun séisme instrumental n'a été signalé dans le golfe d'Aqaba à l'exception d'un seul microséisme le 23 octobre 1976 $M_L = 2,1$ (BEN MENAHEM et al., 1981). Pendant la période du 21 janvier au 10 avril 1983, une crise sismique a eu lieu montrant des magnitudes variables: du 21 janvier au 10 janvier, $M_L < 4$. Le 31 Janvier plusieurs évènements sont enregistrés dont le plus fort $M_L = 4,8$, ainsi que le 3 février $M_L = 5,0$. L'activité a continué en décroissant en nombre d'évènements et en magnitudes jusqu'au 20 avril 1983 (EL ISA & al., 1984).

7.5.1.2 - Domaine de Wadi Araba (29,5 N - 31 N) (Fig. 7.4)

Selon ARIEH (1967), BEN MENAHEM & al. (1981), EL ISA (1983) et EL ISA & al. (1986), ce segment est classé dans la zone la moins active de la faille du Levant, ce qui est en accord avec la sismicité historique. Selon ROTSTEIN & al. (1986), le niveau actuel de la microsismicité de Wadi Araba est comparable à celui des autres segments de la faille du Levant. D'après ABOU KARAKI N. (1987), le niveau actuel de sismicité du Wadi Araba serait fortement exagéré si l'on ne tenait pas compte des explosions artificielles, par contre, il n'exclut pas que cette zone soit active, car plusieurs séismes destructeurs historiques correspondent à cette zone.

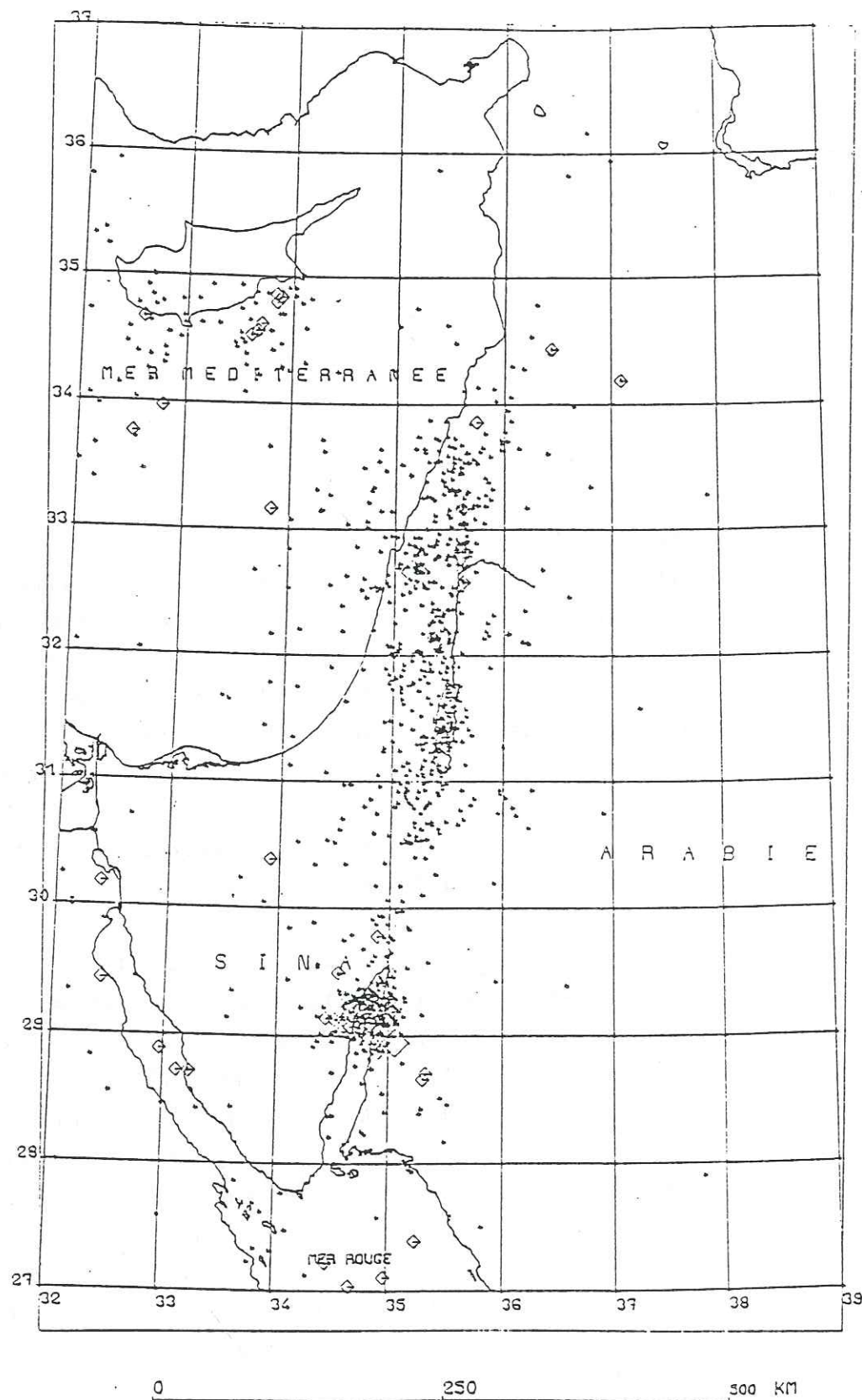


Fig.7.4: Evènements localisés par l'IPRG. Sept.81 - Déc.85 établie par ABOU KARAKI (1987)
 Symboles: Croix= $ML < 4$. P. Losange = $4 < ML < 5$. G. Losange $ML = 5.1$.
 Profondeurs crustales
 Source Bull. IPRG n° 1 à 4 et archives du CSEM

7.5.1.3 - Domaine de la Mer Morte ($31^{\circ} N - 32^{\circ} N$)

La carte de la sismicité établie d'après les données des réseaux locaux (NRA), par ABOU KARAKI N (1987), pour la période de septembre 1983 à Septembre 1985 (Fig. 7.5) montre une activité microsismique importante liée à cette zone. Le catalogue de BEN MENAHEM (1979) mentionne neuf séismes ($4,2 \leq ML \leq 5$) pendant la période 1903-1979 représentant la sismicité de la mer Morte.

7.5.1.4 - Domaine Sud-Ouest de la Syrie ($32^{\circ}N-33^{\circ}N, 35^{\circ}E-37^{\circ}E$)

La sismicité dans cette zone n'est pas exclusivement limitée à la faille centrale, il existe un complexe de faille en échelon qui sont obliques par rapport à direction générale de la transformante (Fig. 7.6). L'activité à l'Est (Djebel EL ARAB) n'est pas négligeable, on y a noté plusieurs évènements tant instrumentaux qu'historiques et c'est également une zone d'activité volcanique quaternaire.

Cinq séismes les plus importants $4 \leq ML \leq 5$ observés depuis 1981 se sont produits sur le système des failles du Carmel (Basse Galillée), ces séismes étaient accompagnés de deux petites crises, le mécanisme focal du séisme principal (22 août 1985 $ML = 5,1$) a été calculé par ABOU KARABI (1987), ce mécanisme caractérise un décrochement sénestre avec une direction compressive E-W.

7.5.1.5 - Zone d'Al Ghab ($33 - 37^{\circ}N - 35 - 37^{\circ}E$)

Les épicesentres montrent qu'une activité sismique importante caractérise cette zone (Fig. 7.6) d'autant plus que la partie Nord (Antioche) a été détruite plusieurs fois. Ce secteur présente donc une sismicité plus importante par rapport aux autres secteurs de la faille du Levant et ce malgré l'absence de stations locales. Une rupture de surface s'est produite à l'occasion du séisme de 1759 et nous avons estimé celle-ci à près de 50 km (Chapitre VI). Nous avons montré qu'il s'agissait d'une crise au cours de laquelle l'activité s'était déplacée du Sud vers le Nord.

Les données de la sismicité instrumentale montrent une activité actuellement modérée. En dehors de l'ensemble de séismes destructeurs de l'année 1956, 40 séismes avec ($4 < ML < 5$) sont

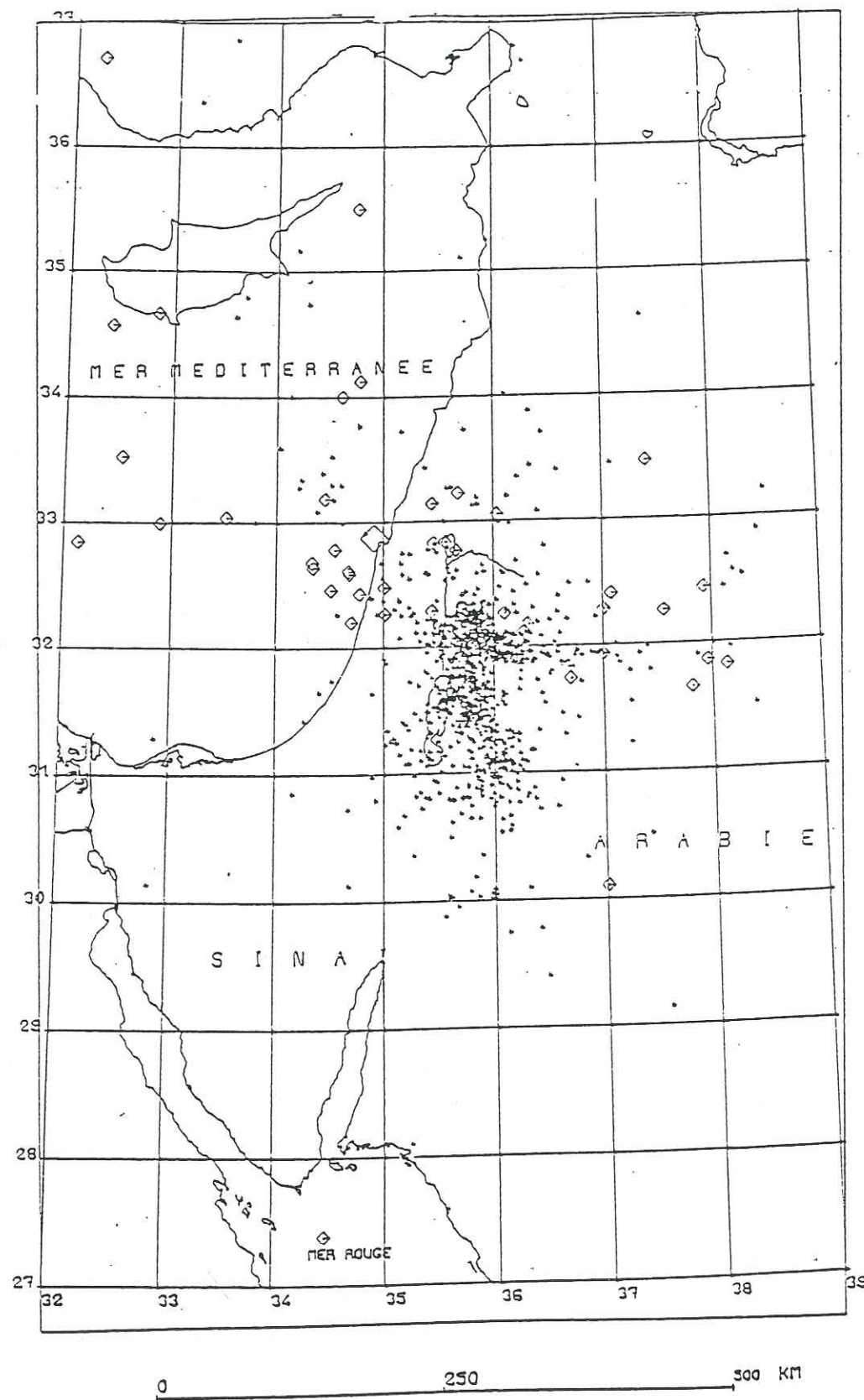


Fig. 7.5: Evènements localisés par la NRA et établie par ABOU KARAKI (1987)
 Symboles: croix = ML < 4, P. LOSANGE = 4. < ML < 5. G. LOSANGE =
 séisme de 24.8.84 à 06 h 02 mn TU . ML = 5.1. PROFONDEURS CRUSTALES,
 SOURCE BULL, NRA de 1 à 8.

listés pour la période 1900-1990 qui peuvent être rattachés à cette zone; un seul mécanisme focal a été calculé par MAAMOUN (1976) pour un séisme lié à la faille de Yamouné. L'activité sismique instrumentale est négligeable à Alep comparée à la sismicité historique. Par contre, l'activité sismique instrumentale à Antioche correspond à une activité historique du même ordre.

7.5.2 - N - NW de la Syrie

La figure 7.7. montre une concentration d'épicentre très importante dans cette zone confirmant que l'activité tectonique y est actuelle. C'est en effet là que s'effectue la collision de la plaque Arabie avec l'Eurasie à la suite du déplacement de la plaque Arabie vers le Nord.

Cette zone est donc une source de risque sismique important pour le Nord-Ouest de la Syrie (Alep, Alexandrette, Antioche, Lattaquie).

7.5.3 - Chaîne des Palmyrides (Fig. 7.6)

D'après les données de la sismicité historique deux séismes destructeurs peuvent être associés aux failles de cette zone. Toutefois, cette zone apparaît comme moins active par rapport aux zones du Levant et du NW de la Syrie.

La grande distance séparant les stations régionales de la zone palmyrienne d'une part et l'absence de stations locales d'autre part, font que la sismicité de la région est en fait mal connue. Deux mécanismes focaux correspondant à des événements provenant de cette zone ont été proposés par BEN MENAHEM et al. (1976).

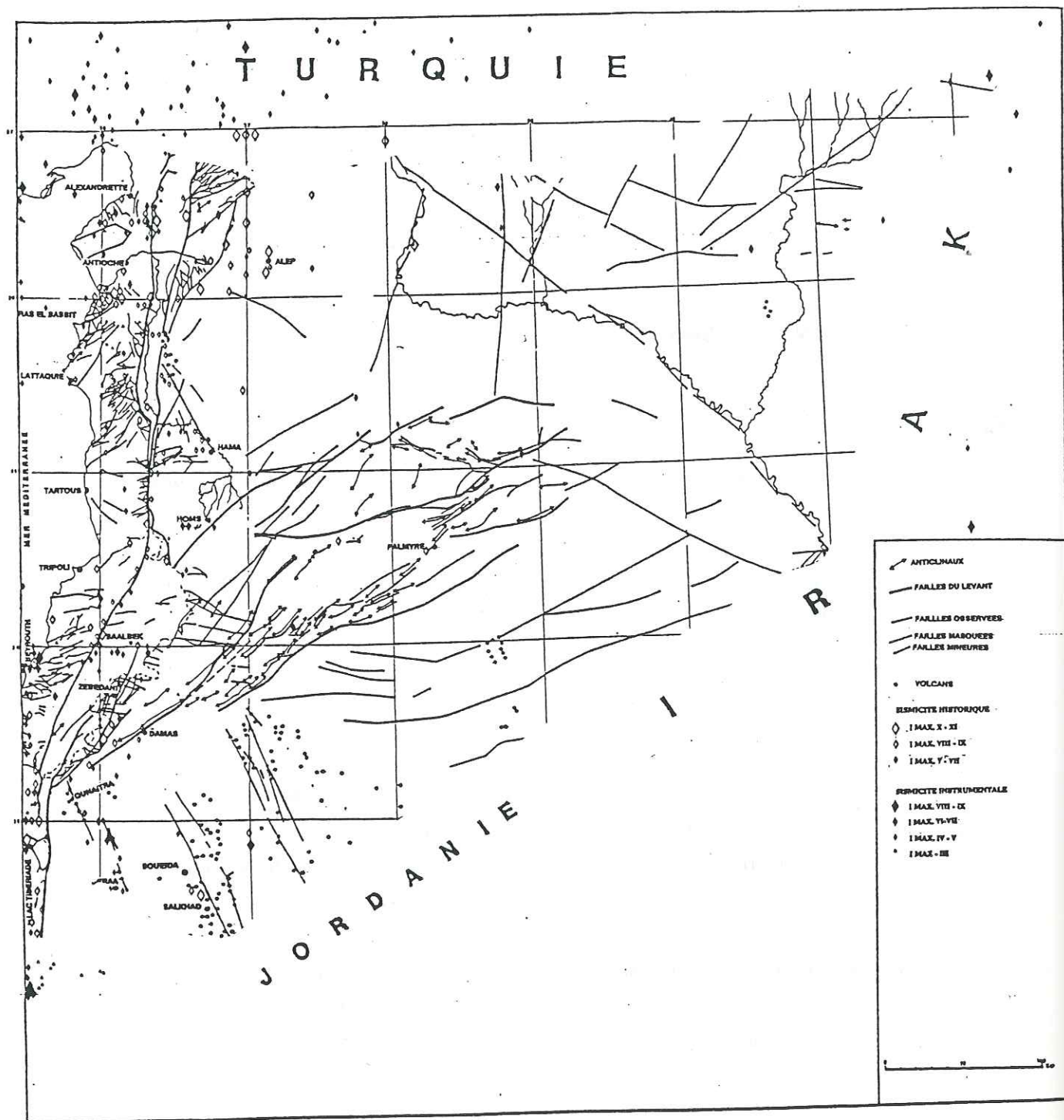


Fig. 7.6: montre l'activité sismique (historique instrumentale) liée avec la tectonique active.
(voir dépliant)

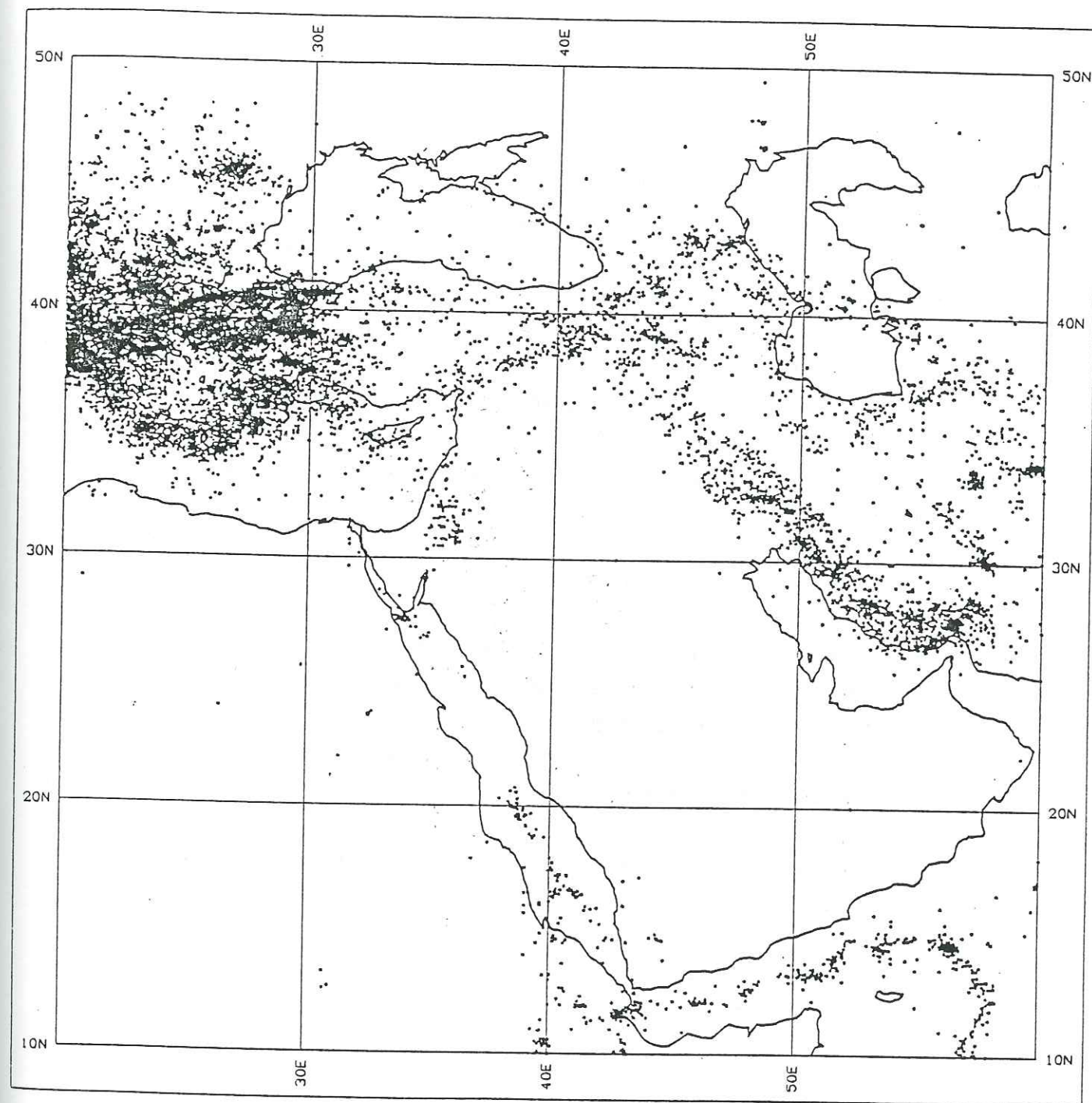


Fig. 7.7 : montre la séismicité régionale établie par l'I.R.I.G.M., 1990

7.6 - MECANISMES AU FOYER

7.6.1 - Introduction

Le mécanisme au foyer traduit la manière dont la rupture s'est produite au foyer d'un séisme. En lisant le premier mouvement d'un séisme nous pouvons en déduire le sens du premier mouvement du sol au-dessus de la station et dans l'ébranlement émis en premier au foyer (compression ou dilatation). A partir des premiers mouvements, nous pouvons construire par une projection plane stéréographique sur un canevas (SCHMIDT) deux plans orthogonaux, qui représentent le plan de faille et le plan auxiliaire. En l'absence d'information géologique, il est impossible de distinguer le plan de faille du plan auxiliaire. La figure 7.8 montre les mécanismes au foyer pour les trois cas de failles typiques: faille normale, inverse ou de coulissage.

Une détermination correcte de mécanisme au foyer est fondamentale pour la compréhension de l'activité sismique, en rapport avec la tectonique. Du point de vue géodynamique, les séismes importants situés aux frontières des plaques permettent de connaître la direction et le sens du mouvement relatif des deux plaques si l'on connaît un plan nodal.

Les mécanismes au foyer des séismes superficiels (le cas de notre région) sont très souvent mal contraints car la simple détermination du sens des premières arrivées des ondes P est souvent difficile, particulièrement lorsque les plans ont un faible pendage (H. LYON-CAEN, 1980).

Soulignons l'extrême difficulté d'obtenir des mécanismes au foyer pour les événements de faible magnitude ($M_L < 5$) en l'absence de stations locales ou régionales suffisantes et bien distribuées. C'est pour cette raison que les mécanismes focaux sont rares dans notre région.

Répartition en quadrants des premiers mouvements
et modèle du double coule sans moment.

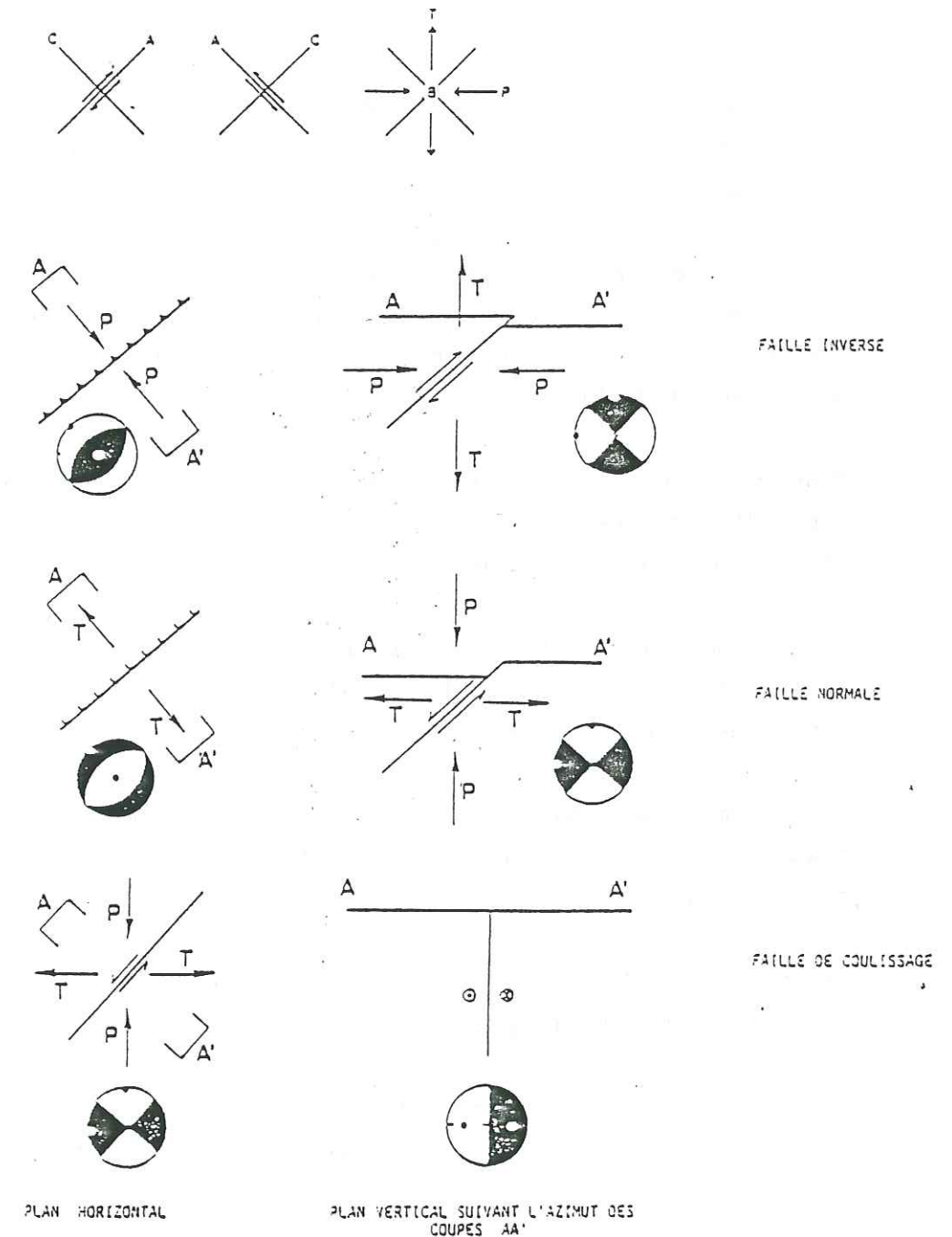


Fig. 7.8: Premiers mouvements et mécanismes au foyer. Les aires noires (resp. blanches) sont les quadrants des premiers mouvements en compression (resp. dilatation); point blanc: axe T; point noir: axe P. Projections équiareales de Schmidt de l'hémisphère inférieur sur plan horizontal et de l'hémisphère arrière sur plan vertical (d'après GRANGE, 1983).

7.6.2 - Mécanismes au foyer dans la zone du Levant

7.6.2.1 - Mécanisme focal du séisme de la basse Galilée

ABOU KARAKI N. (1987) a établi le mécanisme focal associé au séisme principal qui a eu lieu le 24 août 1984 (ML=5,1), en utilisant les lectures de six sismogrammes locaux. Il a retenu le plan $AZ = 118^\circ -/+5$ (fig. 7.9) comme plan de faille direction qui correspond à celle de failles de Carmel.

Ce mécanisme caractérise un décrochement sénestre et suggère une direction compressive E-W. Ceci ne concorde pas avec la tectonique régionale qui suggère une direction de compression plus ou moins N-S résultant de la collision Afrique-Eurasie.

Pour interpréter ce mécanisme, il est fait appel à des effets locaux "cette zone en particulier contient ses propres complexités et les effets locaux ne sont pas à exclure".

D'après RON (1983) l'existence des failles de direction E-W cisillant le massif basaltique d'âge pliocène moyen et la pénéplaine d'âge Néogène, montrent une direction d'extension N-S et de compression E-W. Les stylolites observés, de direction 110° , sont compatibles avec les mouvements sur les failles E-W et NNW-SSE et confirment la direction de contraintes compressives maximale E-W et d'extension N-S.

Ces failles au Nord de la Palestine ont été la conséquence d'une déformation locale compressive résultant de la combinaison du cisaillement latéral local sénestre et du décrochement de la faille du Levant, au niveau de la faille de Yamouné forment un obstacle au décrochement latéral, il en résulterait un développement d'une extension N-S au Nord de la Palestine vers le Liban et Anti-Liban (RON, 1983).

Une autre possibilité serait qu'existe un relais de décrochement sénestre entre la faille du Levant et une faille longeant les

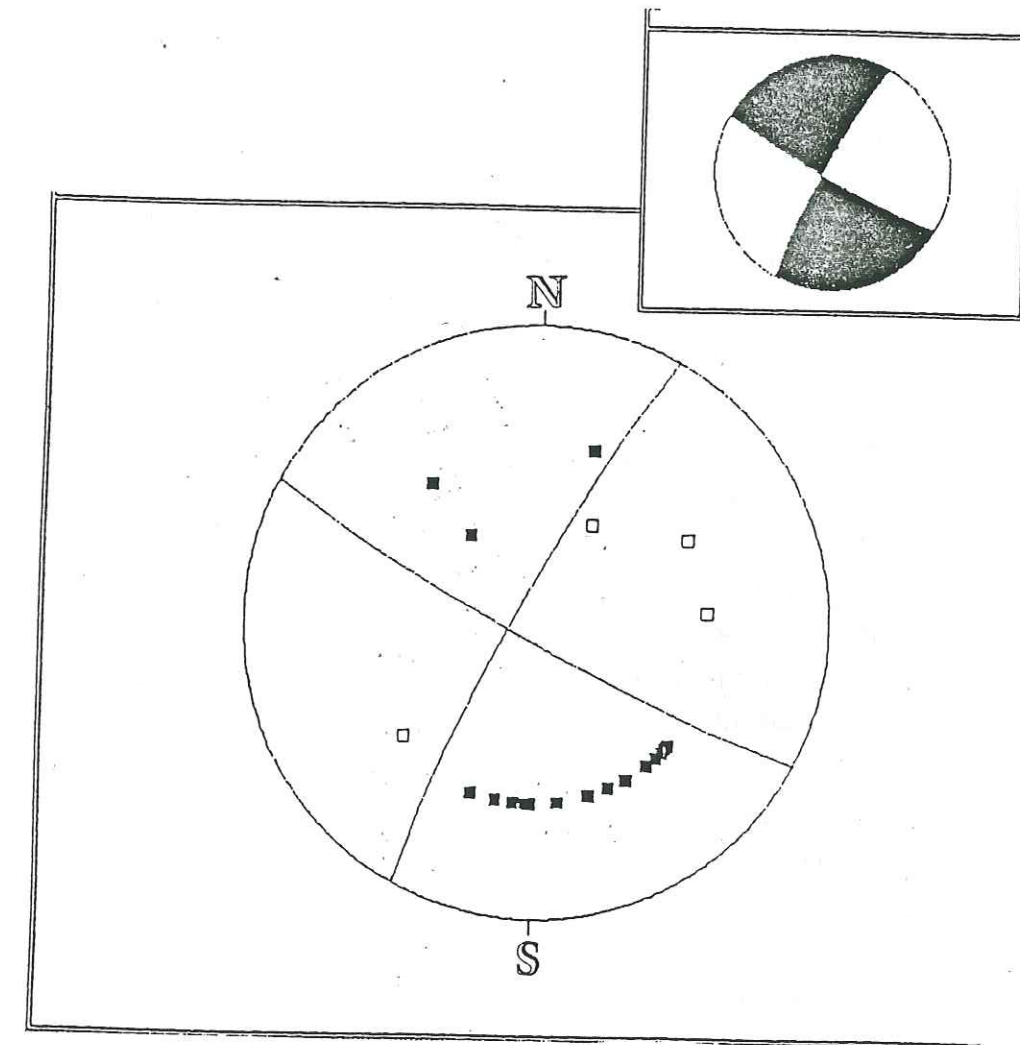


Fig. 7.9: montre le mécanisme focal du séisme de la basse Galilée établi par ABOU KARAKI (1987)

côtes du Liban, nous n'avons pas trouvé de critère pour confirmer cette hypothèse.

Troisième hypothèse: enfin, compte-tenu de ce que foyer se situe à proximité du système de failles du Carmel orienté NNW-SSE, on peut envisager une déviation locale des contraintes par cette discontinuité. La contrainte compressive NS serait déviée pour devenir presque E-W.

7.6.2.2 - Mécanisme focal du séisme de la faille de Yamouné

Le 16 avril 1971 s'est produit au Liban un séisme d'intensité VI, le problème pour ce séisme est de connaître sa localisation.

1- L'épicentre donné par KSARA dans son bulletin (1971) est à $33^{\circ},7$ N - $35^{\circ},5$ E, ce séisme est associé à la faille de Roum et sa magnitude est $ML=4,7$.

2- Selon MAAMOUN (1976) l'épicentre est associé à la faille de Yamouné $33^{\circ},7$ N- $35^{\circ},7$ E à une vingtaine de kilomètres à l'Est de la position déduite de Ksara, la magnitude donnée par MAAMOUN est de $MS=5,3$.

3- Selon BEN MENAHEM (1979) l'épicentre est associé à une faille côtière située au large de Beyrouth $33^{\circ},8$ N- $35^{\circ},2$ E et la magnitude est $ML=4,8$.

Le mécanisme calculé par MAAMOUN (1976) (Fig. 7.10), traduit un décrochement sénestre qui correspond au contexte tectonique générale de la zone.

7.6.3 - Mécanisme au foyer dans la zone palmyrienne

Deux mécanismes focaux correspondent à deux séismes associés aux failles de cette zone (Fig.7.10). L'épicentre adopté pour le séisme du 5 octobre 1970 est $35^{\circ},1$ N - $38^{\circ},9$ E de magnitude $ML = 4, 7$, la deuxième a eu

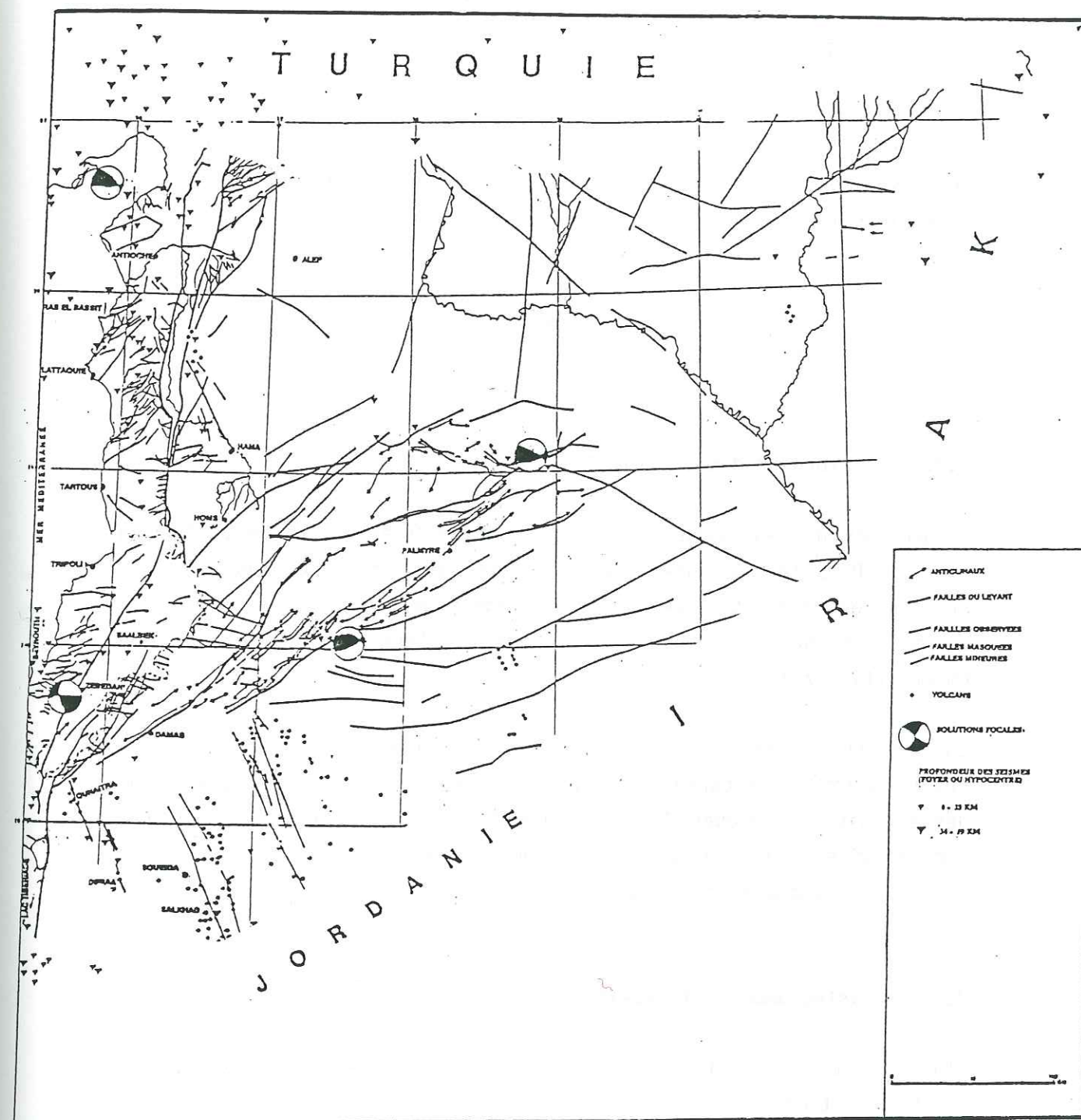


Fig. 7.10 montre les mécanismes au foyer et les profondeurs des séismes (voir dépliant)

lieu le 12 juin 1974, l'épicentre est $34^{\circ},0$ N - $37,7$ E de magnitude $ML=4,3$.

Les mécanismes ont été également calculés par BEN MENAHEM et al. (1976); ils montrent un jeu en décrochement sénestre avec une forte composante inverse. Ces deux mécanismes sont compatibles avec le contexte tectonique régionale qui montre des mouvements en décrochement sénestre inverse sur des failles de direction N 50 à N 70.

7.7 - TRAITEMENT DES DONNEES

7.7.1 - Profondeur des séismes

La plupart des évènements se situent entre 0 et 33 km de profondeur (Fig. 7.10), tandis qu'au NW et NE de la Syrie les hypocentres se trouvent entre 34 et 59 km; un seul séisme plus profond a été enregistré à une profondeur supérieure à 80 km en Méditerranée pas très loin de Chypre (fig. 7.11).

En général, la sismicité en Syrie est une sismicité superficielle, la croûte ayant un comportement fragile, si dans l'avenir se reproduisent des secousses sismiques de grande magnitude, il y a un risque de dégats considérables, surtout si le code de construction contre les séismes n'est pas intégralement respecté.

7.7.2 - Histogramme de l'intensité et de la magnitude

L'histogramme de la sismicité historique (Fig. 7.12a) montre que le mode de distributions de l'intensité se situe à environ $I=VIII$, par contre celui de la sismicité instrumentale (Fig. 7.13a) montre un mode à $I=4,5$,

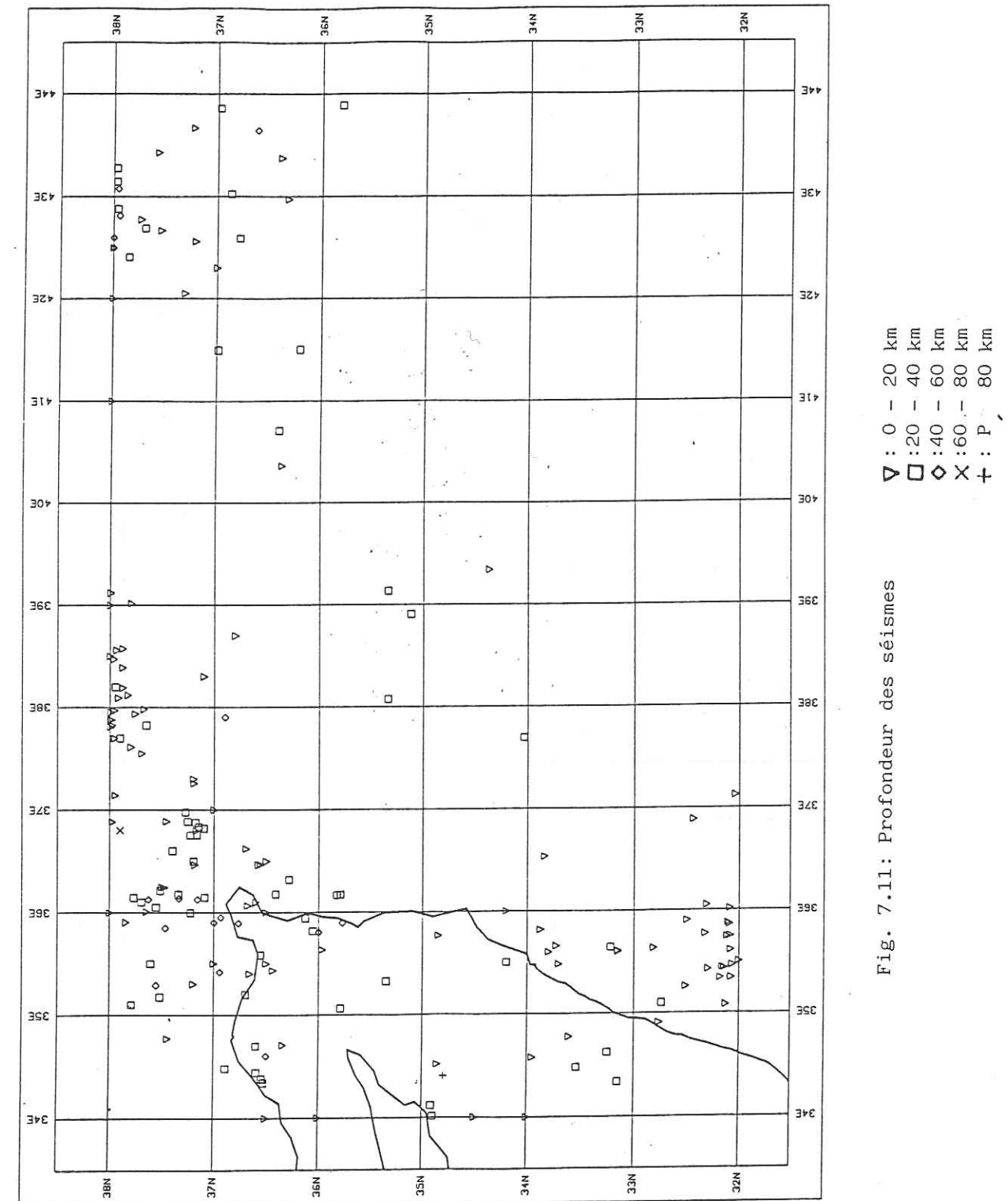


Fig. 7.11: Profondeur des séismes

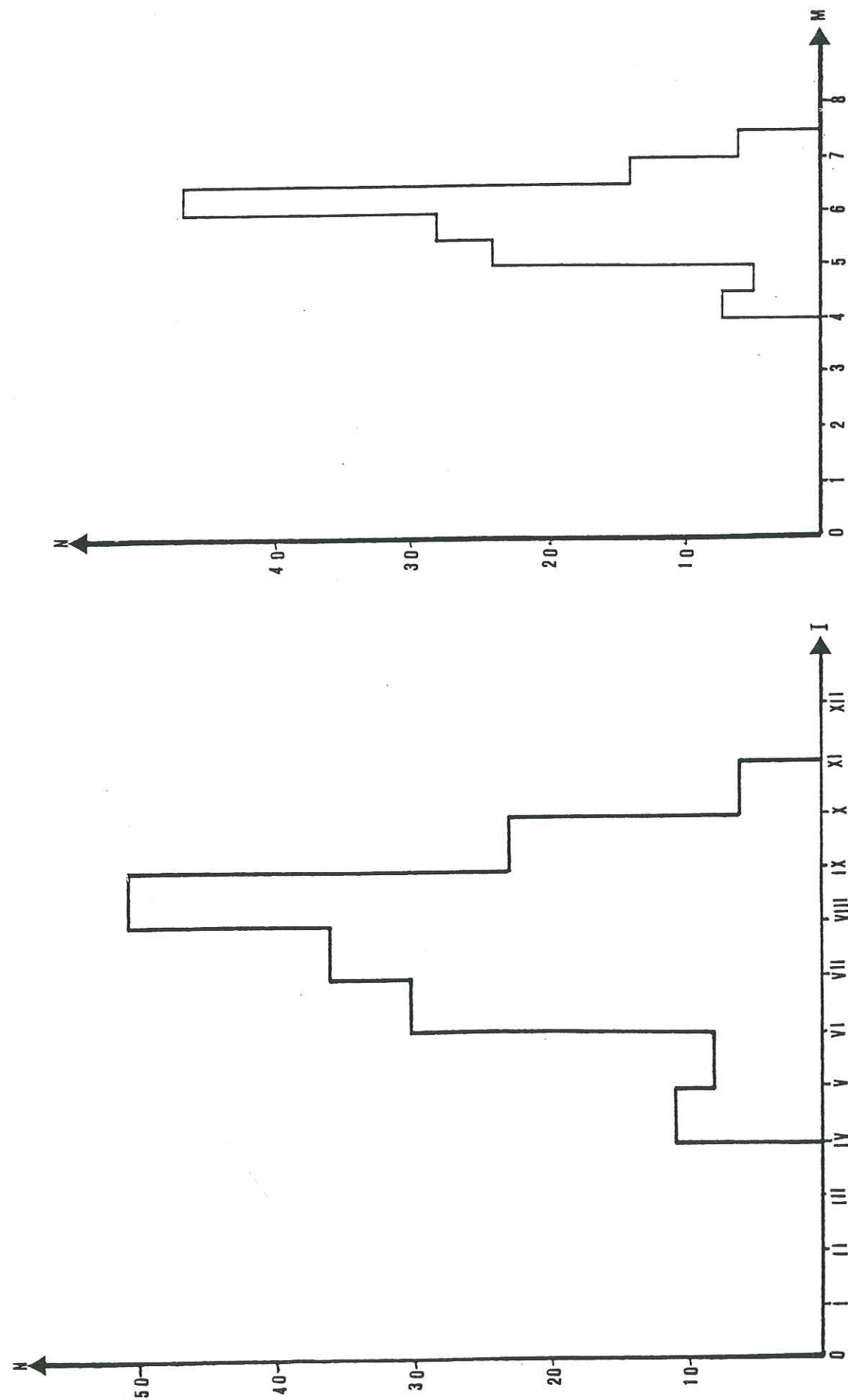


Fig. 7.12a: Distribution du nombre de séismes en fonction de l'intensité de 0 à 1900 ans

Fig. 7.12b: Distribution du nombre de séismes en fonction de la magnitude de 0 à 1900 ans.

cela pourrait suggérer qu'une activité sismique a été importante au cours de la période allant de 0 à 1900 ans, alors que la sismicité instrumentale (1900-1989) serait plus modérée bien que huit séismes atteignent des intensités VII et IX.

Cette différence entre les deux périodes est sans doute due au fait que les historiens ne se sont intéressés qu'aux séismes de fortes intensités et aussi à la brièveté de la période instrumentale comparée à la période historique. Il est évidemment de même si l'on s'intéresse à la magnitude pour la période historique, le mode est proche de la magnitude 6 alors qu'il est de 4,5 pendant la période instrumentale (fig. 7.13a et 7.13b).

Le dernier séisme destructeur date de Mars 1956, depuis cette date la sismicité de la région est limitée à des événements dont la magnitude est généralement inférieure à 5 (Fig. 7.14).

7.8 - LE SEISME DU 16 MARS 1956

L'épicentre proposé par KSARA est situé à $33^{\circ},615$ N - $35^{\circ},510$ E selon ISS il est à $33^{\circ},8$ N - $35^{\circ},6$ E et d'après IPRG il est situé en mer ($33^{\circ},3$ - $35^{\circ},3$ E).

La magnitude des ondes de surface (MS) a été calculée par ROTH (1969) à 6,5. D'après BEN MENAHEM (1979); le mécanisme à la source est un décrochement de magnitude ML = 6,1, tandis que KSARA estime la magnitude à 6.

Ce séisme a débuté par trois chocs importants:

- 16 mars 1956 à 19h 32mn 38s une secousse de magnitude 5.5
- 16 mars 1956 à 19h 43mn 22s une secousse de magnitude 5.8 à 6
- 16 mars 1956 à 19h 45mn 54s une secousse de magnitude 4.75

Un épicentre macrosismique a été déterminé par KSARA à 0,5 km au Nord du village du Roum; cela est compatible avec l'intervalle $T_s - T_p = 6$ s

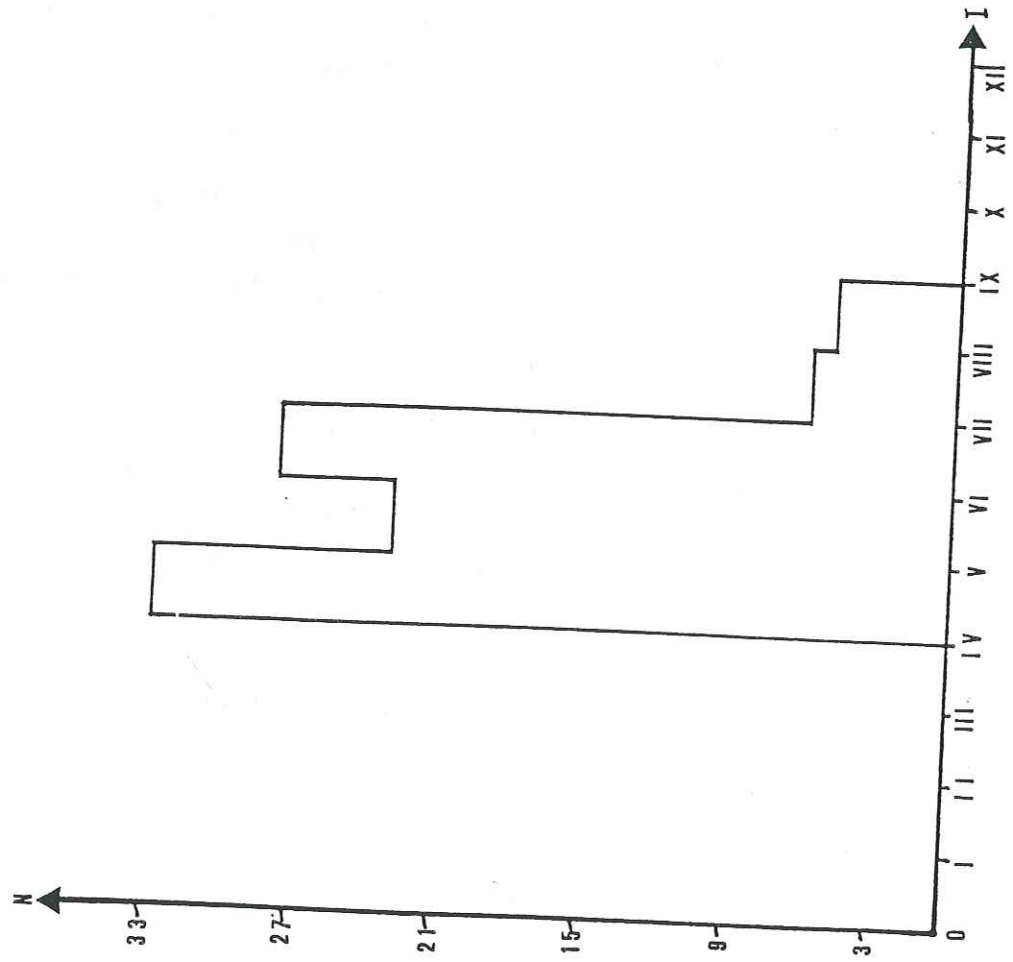


Fig.7.13a: Distribution du nombre de séismes en fonction de l'intensité de 1900 à 1989

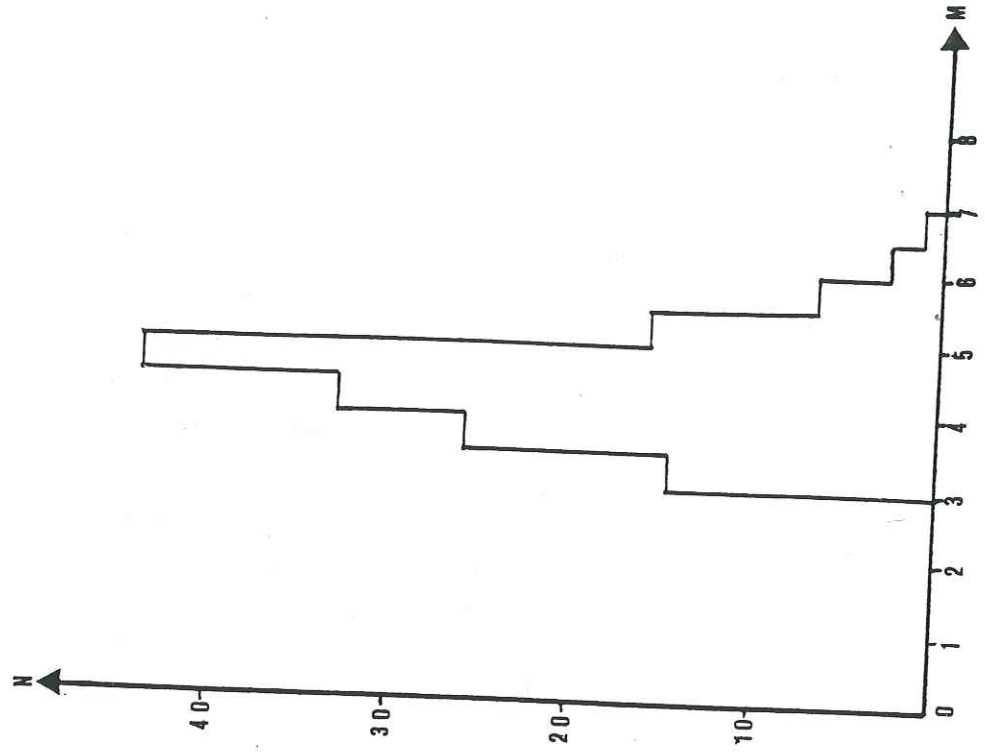


Fig. 7.13b: Distribution du nombre de séismes en fonction de la magnitude de 1900 à 1989

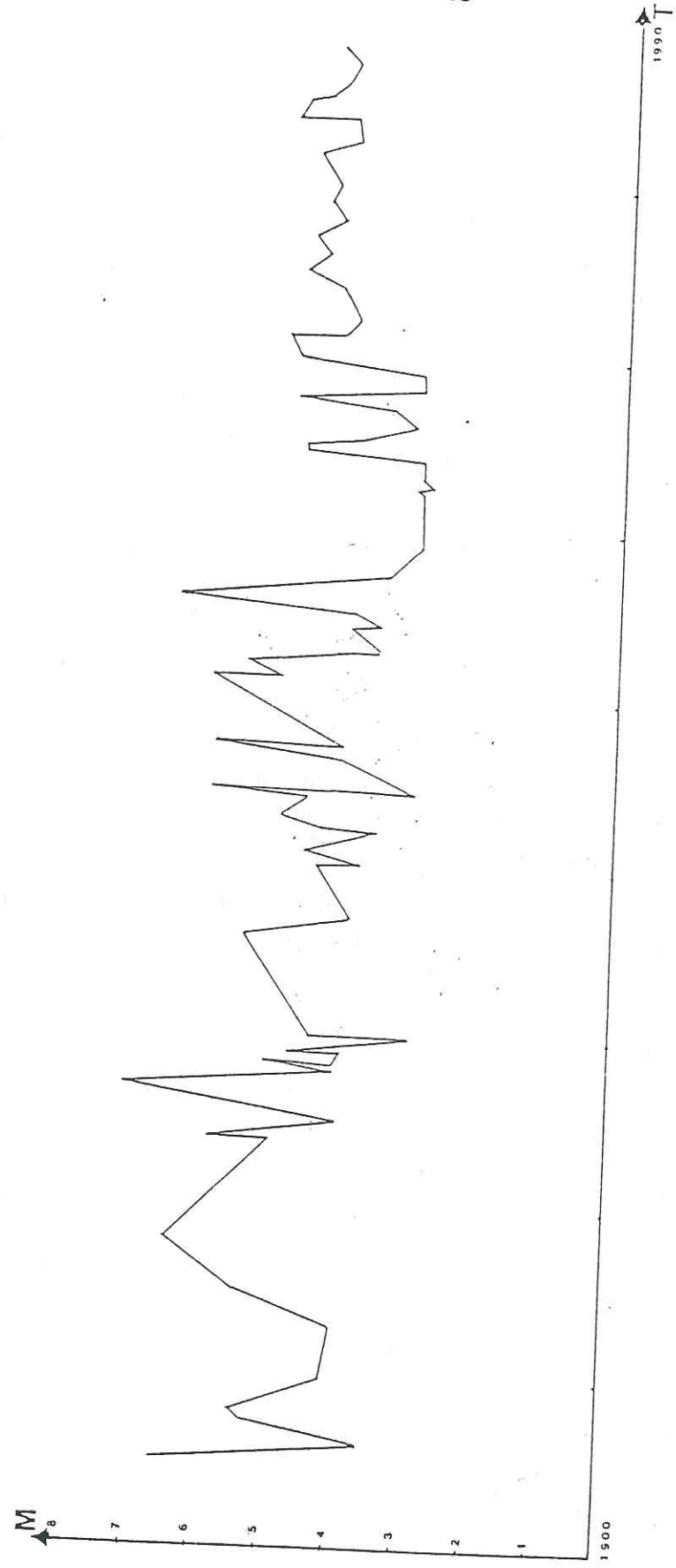


Fig. 7.14 montre la magnitude en fonction du temps

d'après KSARA. Ce séisme peut donc être associé à la faille de Roum, ce qui met en évidence son caractère actif, confirmé par la trace de fortes secousses historiques "la catastrophe pourrait avoir eu lieu à une époque historique, puisque les traditions locales parlent d'un lac qui s'était formé dans la vallée barrée par l'éboulement et qui ne s'est vidé que peu à peu en laissant des alluvions qui se sont encore marécageuses. Le géographe St RABON, au 1er siècle de notre ère situé dans ces parages une ville détruite par un séisme d'après KSARA, "1960".

L'intensité maximale évaluée suivant l'échelle de MERCALLI est IX à X à l'épicentre ainsi que dans les localités Azour, Roum, VIII à Saïda, et quelque localités de la Békaa, VII à Beyrouth, VI à Ksara, V à Damas et Baalbek, IV Tripoli, III à Jérusalem et Homs et II à Alep et Alexandrie.

D'après l'office de reconstruction, les statistiques des dommages "6000 maisons à rebâtir, complètement, 17 000 maisons à réparer. Le nombre de villages atteint est de 400, dont 50 trop détruits pour pouvoir être restaurés dans leur ancien état. Il y a eu 136 morts, chiffre relativement faible, parce que la plupart des personnes menacées avaient quitté leurs maisons après la première secousse, tandis que les effondrements ne se produisirent qu'à la deuxième et à la troisième". C'était le dernier séisme catastrophique dans la région.

7.9 - LE RISQUE SISMIQUE

7.9.1 - Taux de récurrence

Il ne nous semble pas possible d'associer avec confiance certains séismes historiques à tel ou tel segment de la faille du Levant; il est donc difficile de calculer les récurrences pour des segments particuliers. POIRIER & al. (1980) et ABOUKARAKI N. (1987) ont utilisé la formule de MOLNAR (1979):

$$T (\geq M_0) = \frac{1-\beta}{M_0} \frac{\beta}{M_0} / (1-\beta) \cdot \dot{M}_0 \quad (1)$$

max.

cette formule donne le taux de récurrence $T (\geq M_0)$ pour les séismes ayant un moment sismique $\geq M_0$, sans dépasser M_0 max. (le moment sismique du séisme maximal qui a eu lieu sur la faille). $\beta \sim 2/3$,

M_0 est le taux de production de moment sismique donné par:

$$\dot{M}_0 = \mu l L \bar{V}$$

μ est la rigidité élastique de la croûte, l et L sont les dimensions actives de la faille (largeur et longueur), \bar{V} : le taux moyen de mouvement annuel sur la faille.

Pour calculer le taux de récurrence sismique; pour le NW de la Syrie, POIRIER & al. (1980) l'ont estimé le concernant l'intensité est:

$$T = 341 \text{ } \pm 62 \text{ ans pour } I \geq X$$

$$T = 71 \text{ } \pm 51 \text{ ans pour } VII < I < X$$

D'après ABOU KARAKI (1987) utilisant la magnitude pour l'ensemble de la transformante, le taux est:

$$T = 26 \text{ ans pour } M_s = 6$$

$$T = 59 \text{ ans pour } M_s = 6,5$$

$$T = 133 \text{ ans pour } M_s = 7$$

$$T = 300 \text{ ans pour } M_s = 7,5$$

Nous devons être très prudents quant à l'utilisation du taux de récurrence sismique. En effet, les valeurs obtenus par le calcul statistique prennent en compte:

- les données de la sismicité historique qui ne sont pas fiables à 100 %;
- le manque de données de sismicité instrumentale qui résulte du manque d'installations d'observations.

Aussi, le taux moyen est-il donné avec une large marge d'erreur (+/- 50 ans)

En ce qui concerne le calcul statistique qui permet d'avoir une idée sur les répétitions des séismes nous avons préféré utiliser le calcul du taux moyen, sans employer la formule de MOLNAR (1979) (1)

Nous avons obtenu pour l'intensité au NW de la Syrie (35°N à 38°N) un taux moyen de:

$$T = 126 \text{ ans pour } I \gg X$$

$$T = 90 \text{ ans pour } VIII \ll I < X$$

Pour toute la Syrie, le taux moyen est de:

$$T = 73 \text{ ans pour } I \gg X$$

$$T = 50 \text{ ans pour } VIII \ll I < X$$

Pour la magnitude, le taux moyen au NW de la Syrie est de

$$T = 475 \text{ ans pour } M \gg 7,5$$

$$T = 211 \text{ ans pour } 7 \ll M < 7,5$$

$$T = 135 \text{ ans pour } 6,5 \ll M < 7$$

$$T = 118 \text{ ans pour } 6 \ll M < 6,5$$

Pour toute la Syrie, ce taux moyen est de:

$$T = 475 \text{ ans pour } M \gg 7,5$$

$$T = 172 \text{ ans pour } 7 \ll M < 7,5$$

$$T = 70 \text{ ans pour } 6,5 \ll M < 7$$

$$T = 52 \text{ ans pour } 6 \ll M < 6,5$$

$$T = 30 \text{ ans pour } 5 \ll M < 6$$

L'analyse de ces taux moyens par rapport à la magnitude nous montrent donc une périodicité d'environ 70 ans pour les séismes de magnitude comprise entre 7 et 6,5 et de $T = 52$ ans pour ceux de magnitude entre 6 et 6,5. Une périodicité de 30 ans pour les séismes dont la magnitude est comprise entre 5 et 6. Le même raisonnement est applicable en ce qui concerne les taux moyens par rapport à l'intensité, le taux de récurrence pour les séismes d'intensité $\gg X$ est de 126 ans et pour les séismes d'intensité $VIII \ll I < X$ est de 90 ans.

La quiescence actuelle observée depuis 1956 où la magnitude n'a pas dépassé 5 peut indiquer que cette zone est actuellement en phase d'accumulation de contraintes importantes. Notons que le prochain séisme destructeur dans cette zone (Levant) avec $ML \gg 6,5$ est prévu pour l'année 2172 (+/- 50 ans) après Jésus-Christ environ.

7.10 - LA PREVISION DES SEISMES

De nombreuses méthodes ont été employées au cours des siècles, la plupart ont échoué. La méthode chinoise consistait à observer tous les phénomènes (changement de niveau des puits, comportement d'animeaux....) et à déclencher une alerte lorsque trop d'observations inhabituelles se multiplient. Cette méthode nécessite de très nombreuses observations et des populations très disciplinées.

Une autre méthode inventée par des Russes et développée par des Américains est basée sur les changements de structure consécutifs à l'accumulation d'énergie qui précède le séisme et qui se traduisent par des changements de vitesse de propagation sismique. Cette méthode "n'est valable, et encore pas toujours, que pour des séismes de faible magnitude et proches de la surface" (MECHLER, 1982).

Récemment la méthode V.A.N. a été proposée par des physiciens grecs (1981). Cette méthode est censée prévoir les séismes avec un délai de quelques heures à une semaine. Elle permettrait entre autre de donner à l'avance la magnitude et la position de l'épicentre du futur séisme. Elle repose sur la mesure des impulsions électriques qui se propagent dans le sol.

Toutefois, une controverse existe quand de la validité de cette méthode (P. BURION, 1985; J. DRAKOPOULOS et al., 1988, 1989 et D. HATZFELD, 1990).

La prévision d'un séisme est complexe; il n'existe pas encore de méthode vraiment efficace.

7.11 - RECOMMANDATIONS

- 1/ Il faut accélérer l'installation de réseaux qui sont en cours de réalisation avec la coopération de l'UNESCO pour permettre une surveillance sismique plus poussée.
- 2/ Renforcer la surveillance sismique dans cette zone par des réseaux locaux denses afin de permettre la détection de toute anomalie, telle qu'une augmentation significative de l'activité de chocs modérés. Une telle augmentation atteignant 15 fois le niveau normal dans un rayon de 50 km a précédé pendant une période de 8,5 années le séisme de 1948, M = 6,5 sur un segment de la faille de Sans-Andreas en Californie (SYKOS & al., 1985).
- 3/ Etudier dès aujourd'hui une simulation des dommages produits par un séisme de magnitude 6,5 qui statistiquement se produira dans notre région.
- 4/ La meilleure protection contre les dégâts provoqués par les séismes est de respecter le code de construction et construire de manière à résister aux effets verticaux et aux forces de cisaillements.
- 5/ Beaucoup d'efforts doivent être consacrés à l'éducation des populations et à la prévention basée sur la méthode chinoise.

CONCLUSION GÉNÉRALE

La zone étudiée se situe en Syrie à la jonction entre la chaîne des Palmyrides et le système de failles du Levant.

La réalisation de coupes équilibrées interprétatives de la chaîne des Palmyrides a permis de proposer un chemin cinématique entre l'état avant déformation et l'état actuel. La valeur du raccourcissement calculée au niveau du Djébel El Mazar atteint ne représente elle, qu'un petit tronçon de la chaîne des Palmyrides.

En extrapolant cette valeur on peut estimer le raccourcissement d'ensemble de la chaîne à une vingtaine de kilomètres. Ce raccourcissement est compatible avec une structuration en deux phases compressives responsables de deux générations de plis et des structures chevauchantes respectivement d'âge Miocène et Plio-Quaternaire séparées par une phase d'extension au Miocène supérieur.

Le long de la faille du Levant les failles de direction N-S à NNE-SSW du fossé d'Alghab montrent un caractère décrochant très net compatible avec le déplacement de la plaque arabe vers le Nord.

La mesure systématique de plans striés et leur traitement statistique par la méthode des dièdres droits permet de reconstituer les systèmes de paléocontraintes tant locaux que régionaux: extension NE-SW, compression NW-SE, compression décrochante N-S.

L'état de contraintes calculé montre que le mécanisme dominant dans cette partie de la faille du Levant est en décrochement pur et responsable de la formation d'un bassin pull-apart d'Alghab. Ce fossé correspond à un déplacement sénestre d'environ 46 km, ce qui est compatible avec un âge plio-quaternaire correspondant à une vitesse moyenne de déplacement de 8 à 9 mm/an, pour la plaque arabe.

Les directions locales de la faille de Yamouné 30° N et celle de la chaîne des Palmyrides 45° N sont obliques par rapport au déplacement de la plaque arabe vers le N ; cette opposition se traduit par une composante transpressive dans ces segments. Par contre, le fossé d'Alghab orienté N-S est compatible avec le déplacement de la plaque arabe vers le N et l'analyse des données microstructurales confirme qu'il n'y a pas de composante transpressive ou transtensive le long du segment septentrional de la faille du Levant.

L'étude de la sismologie historique et récente permet de mettre en évidence les rapports des fractures précédentes avec l'activité sismique actuelle. Ainsi une carte sismotectonique de la Syrie montre que les zones à risque sismique correspondent aux différents systèmes : décrochement au niveau de la "faille du Levant", compression au niveau de la collision "Arabie-Eurasie" et de la "chaîne des Palmyrides".

1/ Dans la région du Sud Ouest de la Syrie (32° - 33° N, 35° - 37° E), la sismicité n'est pas exclusivement limitée à la faille centrale, mais organisée à partir d'un complexe de failles en échelon obliques par rapport à la direction générale de la faille du Levant. En particulier le Djébel El-Arab qui est caractérisé par plusieurs événements, tant instrumentaux qu'historiques, et est également une zone d'activité volcanique quaternaire, correspond à une faille orientée NW-SE.

2/ Le secteur le plus actif correspond à la zone d'Alghab (33° - 37° N, 35° - 37° E). Cependant l'activité sismique instrumentale est faible à Alep comparée à la sismicité historique, alors qu'à Antioche, l'activité sismique instrumentale et l'activité historique sont du même ordre.

3/ Le N-NW de la Syrie montre une concentration d'épicentres très importante en correspondance avec la zone de collision entre plaques Arabie et Eurasie.

Les régions du N-W de la Syrie "Alep, Alexandrette, Antioche et Lattaquié" présentent des risques sismiques multiples dus à la collision de la plaque (Arabie-Eurasie) et à la faille décrochante du Levant.

4/ Dans la chaîne des Palmyrides, les données de la sismicité historique concernent deux séismes destructeurs. Toutefois, cette zone apparaît peu active.

Les mécanismes au foyer en décrochement sénestre de la faille de Yamouné et décrochement sénestre avec une forte composante inverse dans la chaîne des Palmyrides sont compatibles avec le contexte tectonique régional.

L'analyse des taux moyens de risque sismique montre une périodicité variable pour chaque zone. L'éventualité d'un tremblement de terre de magnitude importante ne peut être écartée dans ces zones. Des risques de dégâts considérables existent et imposent qu'un code de construction contre les séismes soit intégralement respecté.

LISTE DES FIGURES

Fig. 1.1 - Situation géologique de la Syrie.....	13
Fig. 1.2 - Carte structurale du fossé d'Alghab.....	14
Fig. 2.1 - Carte géologique de la plaque Arabie.....	16
Fig. 2.2 - Reconstruction tectonique de la plaque arabie de 45 à 36 Ma..	18
Fig. 2.3 - Reconstruction tectonique de la plaque arabie de 24 à 22 Ma..	19
Fig. 2.4 - Reconstruction tectonique de la plaque arabie à 14,5 Ma.....	20
Fig. 2.5 - Reconstruction tectonique de la plaque arabie à 4,5 Ma.....	21
Fig. 2.6 - Tectonique actuelle de la plaque arabie.....	22
Fig. 2.7 - Sismicité de la plaque arabie pour la période 1900-1985.....	23
Fig. 2.8 - Eléments tectoniques de la plaque arabie.....	25
Fig. 2.9 - Tectonique active du Moyen Orient et des mécanismes focaux...	26
Fig. 2.10 - Carte tectonique du fossé Nord Egéen et de la mer de Maramara et des mécanismes focaux.....	28
Fig. 2.11 - Mécanismes focaux associés à la sismicité de la chaîne de Zagros.....	30
Fig. 2.12 - Propagation du volcanisme cénozoïque le long du polygone arabe.....	32
Fig. 2.13 - Reconstruction cinématique du début de l'histoire du rift (- 25 Ma) en Mer Rouge.....	34
Fig. 2.14 - Coupe synthétique de la zone continentale en Mer Rouge.....	35
Fig. 2.15 - Reconstruction cinématique à -12 Ma au début de la phase intermédiaire de l'ouverture de la Mer Rouge.....	36
Fig. 2.16 - Cadre cinématique actuel de la Mer Rouge.....	38
Fig. 2.17 - Position des pôles de rotation de la Mer Rouge.....	39
Fig. 2.18 - Reconstruction cinématique actuel de la Mer Rouge il y a 4,7 Ma.....	41
Fig. 2.19 - Cadre tectonique régional.....	43
Fig. 3.1 - Position du système des failles du Levant.....	46
Fig. 3.2 - Mosaïque photographique Landsat 1 du rift Leventin.....	47
Fig. 3.3 - L'ensemble des dykes volcaniques du Sinaï.....	49
Fig. 3.4 - Secteur de la vallée du Jourdain.....	52
Fig. 3.5 - La formation de la Mer Morte de type pull-apart.....	53
Fig. 3.6 - Carte du bassin de la Mer Morte.....	54
Fig. 3.7 - La structure suivant l'axe longitudinal de la Mer Morte.....	55

Fig. 3.8 - Le secteur septentrional.....	59
Fig. 3.9 - Carte des anomalies gravimétriques du fossé d'Alghab.....	63
Fig. 3.10 - Schéma de localisation des axes de plis dans la chaîne des Palmyrides.....	65
Fig. 3.11 - Carte géologique des bassins Al Sahra et Yabroud.....	67
Fig. 3.12 - Carte géologique du bassin Ad Daw.....	68
Fig. 3.13 - Carte structurale de la chaîne palmyride et du décrochement du Levant.....	70
Fig. 3.14 - Déformation du Quaternaire dans la chaîne des Palmyrides.....	72
Fig. 4.1 - Age du volcanisme de la bordure méridionale des Palmyrides....	74
Fig. 4.2 - Etapes de l'évolution volcanique et tectonique de la bordure NW de la plaque arabe.....	76
Fig. 5.1 - Carte géologique de la chaîne des Palmyrides.....	78
Fig. 5.2 - La méthode de la surface totale.....	81
Fig. 5.3 - Méthode de la surface en excès.....	81
Fig. 5.4 - Relation entre les différentes portions d'une surface de chevauchement et les couches affectées par ce chevauchement..	82
Fig. 5.5 - Construction d'un pli passif à l'aplomb d'un changement de pendage d'une surface de faille.....	82
Fig. 5.6 - Schéma structural du Djébel El Mazar.....	84
Fig. 5.7 - Colonne stratigraphique comparative du Jurassique.....	85
Fig. 5.8 - Colonne stratigraphique comparative du Crétacé.....	86
Fig. 5.9 - Coupes non équilibrées.....	88
Fig. 5.10 - Coupe non équilibrée.....	89
Fig. 5.11 - Coupe équilibrée (état actuel et état initial).....	90
Fig. 5.12 - Coupe équilibrée (état actuel et état initial).....	91
Fig. 5.13 - Coupe équilibrée (état actuel et état initial).....	92
Fig. 5.14 - Etapes de l'évolution volcanique tectonique de la bordure NW de la plaque arabe au Miocène et Pliocène présent.....	95
Fig. 5.15 - Localisation des stations de mesure.....	97
Fig. 5.16 - Critères de sens de mouvements sur les plans de failles.....	100
Fig. 5.17 - Fractures de Riedel.....	102
Fig. 5.18 - Evolution des fentes de tension en échelon dans une zone de cisaillement.....	103
Fig. 5.19 - L'amplitude d'une stylolite.....	103
Fig. 5.20 - Définition des dièdres droits.....	104
Fig. 5.21 - La méthode des dièdres droits.....	105
Fig. 5.22 - Exemple d'analyse d'un site faillé.....	107

Figures 5.23 - Analyse d'une population de failles dans les stations de mesure (compression E-W).....	110
Figures de 5.24 à 5.25 - Analyse d'une population de failles dans les stations de mesure (décrochement compressif E-W).....	112
Figures 5.26 - Analyse d'une population de failles dans les stations de mesure (distension N-S).....	112
Figures 5.27 - Reconstitution du champ de contrainte effectuant les séries anté-néogènes.....	113
Figures 5.28 - Reconstitution du champ de contrainte (extension NE - SW attribuée à la phase mio-plio-quaternaire).....	115
Figures 5.29 à 5.35 - Analyse d'une population de faille dans les stations de mesure (extension NE-SW).....	116 à 119
Figure 5.36 - Reconstitution des systèmes de paléocontrainte décrochement compressif NW-SE attribué à la phase mio-plio-quaternaire.....	121
Figures 5.37 et 5.38 - ANalyse d'une population de failles dans les stations de mesures (compression NW-SE proche de N-S).....	122
Figures 5.39 à 5.50 - ANalyse d'une population de failles dans les stations de mesures (décrochement compressif NW-SE à N-S).....	124 à 129
Figures 5.51 - Reconstitution des systèmes de paléocontraintes en bordure du bassin pull-apart d'Alghab au cours du Mio-Plio-Quaternaire.....	133
Fig. 6.1 - Distribution du nombre de séismes affectant la Syrie en fonction du temps.....	138
Fig. 6.2 - Une partie de la sismicité historique et instrumentale de la zone du Levant.....	147
Fig. 6.3 - Number of shocks felt in Damascus as a function of time for seismic episode of 1156 to 1159 A.D.....	151
Fig. 6.4 - Carte isoseismale de l'évènement du 30 juin 1170.....	153
Fig. 6.5 - Carte isoseismale.....	154
Fig. 6.6 - Nombre de chocs en fonction du temps des évènements 1759-1760	156
Fig. 6.7 - Carte isoseismal de l'évènement du 30 octobre 1759.....	158
Fig. 6.8 - Carte isoseismal de l'évènement du 25 novembre 1759.....	159
Fig. 6.8a - Carte isoseismal des évènements de 1759.....	160
Fig. 6.9 - Carte de la sismicité historique.....	163
Fig. 7.1 - Seismograph and acelograph stations.....	180
Fig. 7.2 - Seismograph station in Jordan, Syria and Iraq.....	182

Fig. 7.3 - Localisation de l'observatoire de Ksara (Liban).....	184
Fig. 7.4 - Evènements localisés par l' I.P.R.G.....	186
Fig. 7.5 - Evènements localisés par la N.R.A.....	188
Fig. 7.6 - L'activité sismique liée avec la tectonique active.....	190
Fig. 7.7 - La séismicité régionale.....	191
Fig. 7.8 - Mécanismes au foyer.....	193
Fig. 7.9 - Le mécanisme focal du séisme de la Basse Galilée.....	195
Fig. 7.10 - Les mécanismes au foyer et les profondeurs des séismes.....	197
Fig. 7.11 - Profondeur des séismes.....	199
Fig. 7.12a - Distribution du nombre de séismes en fonction de l'intensité de 0 à 1900 ans.....	200
Fig. 7.12b - Distribution du nombre de séismes en fonction de la magnitude de 0 à 1900 ans.....	200
Fig. 7.13a - Distribution du nombre de séismes en fonction de l'intensité de 1900 à 1989.....	202
Fig. 7.13b - Distribution du nombre de séismes en fonction de la magnitude de 1900 à 1989.....	202
Fig. 7.14 - La magnitude en fonction du temps.....	203

B I B L I O G R A P H I E

- ABDEL-GAWAD M., 1970.- Gulf of Suez a brief review of stratigraphy and structure. *Phil. Trans. Roy Soc. London A.* 267, 41-48.
- ABDEL-GAWAD M., 1970.- Interpretation of satellite-photographs of the Red Sea and Gulf of Aden. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., A* 267, 23-40
- ABDEL-GAWAD M., 1969.- New evidence of transcurrent movements in Red Sea area and petroleum implications. *AAPGB*, 53, 7, 1466-1470.
- ABED A., 1983.- Mediterranean-Dead Sea canal and the Dead Sea water budget., 1st Jor. Geol. Conf., Amman, 617-640.
- ABEL O.P., 1927.- Le récent tremblement de terre de Palestine. *Revue Biblique*, 1er octobre 1927.
- ABOU KARAKI N., 1983.- A/ Campagne de sismique réflexion grand angle au Nord du Bassin de Paris, Juin 1983. B/ Détermination précise des arrivées des ondes de cisaillement par la technique des diagrammes de plarisation. *Mém. D.E.A. Géophysique Interne et Géophysique Appliquée IPGP, Université Pierre et Marie Curie Paris VI.*
- ABOU KARAKI N., 1987.- Synthèse et carte sismotectonique des pays de la bordure orientale de la méditerranée: sismique du système de failles du Jourdain-Mer Morte. *Thèse Doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg*, 417 p.
- ABU AJAMIEH M., 1985.- Hydrocarbon potential of the Dead Sea basin. *2nd Jordanian Geol. Conf., abstract., Amman.*
- ADAMIA S., BERGOUNAN H., FOURQUTUN C., HAGHIPOUR A., LORDKIPANIDZE M., OZGUL N., RICOU L. & ZAKARIDZE G., 1980.- The alpine Middle East between the Aegean and the Oman traverses. *In géologie des chaines alpines issues de la Téthys. Mém. B.R.G.M.*, 115, 122-136.
- ADAMS R. & BARAZANKI M., 1984.- Seismotectonic and seismology in the Arab Region a brief summary and futur plans. *BSSA*, v. 74, n°3, 1011-1030 June.
- AHMED S., 1972.- Geology and Petroleum Prospects in Eastern Red Sea. *AAPGB*, vol. 56, n° 4, 707-719.
- AKI K., 1984.- Asperities, Barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction. *JGR*, vol. 89, n°87, 5867-5872, July 10.
- AKI K., 1987.- Magnitude-frequency relation for small earthquakes. A clue to the origin of max for large earthquakes. *JGR.*, vol. 92, n°82, 1349-1355, Feb.10.
- AKI K., 1987.- Characterization of barriers on an earthquake fault. *JGR*, vol. 84, 6140-6148.
- ALLEN C., R., 1982.- Earthquake prediction - 1982 overview. *BSSA*, 72, n°6, S 331-S 335, December.
- ALMOND D., C., 1986.- Geological evolution of the Afro-Arabian dome, *Tectonophysics*, 131, 301-332.
- ALSINAWI S., & GHALIB H., 1975.- Historical seismicity of Iraq., *BSSA*, 65, 541-547.
- AMBRASEYS N., 1978.- Middle East. A reappraisal of the seismicity. *Quart., J. Eng. Geol.*, V.11, 19-32.

- AMBRASEYS N., 1962.- A note on the chronology of Willis's list of earthquakes in Palestine and Syria. *BSSA*, vol. 52, n°1, 77-80.
- AMBRASEYS N., 1962b.- Data for the investigation of the seismic sea waves in the eastern Mediterranean. *BSSA*, vol. 52, n°4, 895-913, Octobre.
- AMBRASEYS N., 1968.- Early earthquakes in North Central Iran. *BSSA*, vol. 58, n°2, p. 485-496.
- AMBRASEYS N., 1975.- Studies in historical seismicity and tectonics. *Geodynamics Today Roy. Soc. London*, 1, 7-16.
- AMBRASEYS N., 1971.- Value of historical record of earthquakes. *Nature*, vol. 232, 375-379.
- AMBRASEYS N. & MATSU'URA M., 1980.- The relocation of epicenters in Iran. *Geophys. J.R. Astro. Soc.*, 53, 117-121 (1978), *CRL*, vol. 7, n°5, 297-300 may.
- AMBRASEYS N. & ADAM R., 1986.- Seismicity of West Africa. *Annales Geophysicae*, 4, B, 6, 679-702.
- AMBRASEYS N. & BARAZANGI M.? 1989.- The 1759 Earthquake in the Bekaa valley: implications for earthquake hazard assessment in the eastern Mediterranean region. *Journal of Geophysical Research*, vol. 94, n° B4, 4007-4013, April. W
- ANGELIER J., 1975.- Sur l'analyse de mesures recueillies dans les sites faillées, l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. *C.R.Acad. Sc.*, Paris, 281, (D), p. 1805-1808.
- ANGELIER J., 1979.- Néotectonique de l'arc égéen. *Soc.Géol. Nord.*, publ. n°3, 417 pages.
- ANGELIER J., 1983.- Analyses qualitative et quantitative des populations de jeux de failles. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 26, 5, p. 661-672.
- ANGELIER J. & BERGERAT F. (1983).- Systèmes de contrainte et extension intracontinentale. *Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 7, 1, p. 137-147.
- ANGELIER J. & GOGUEL J. (1979).- Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. *C.R.Acad.Sc. Paris*, 288, D, p.307-310.
- ANGELIER J. & MANOUSSIS S., 1980.- Classification automatique et distinction des phases superposées en tectoniques de failles. *C.R.Acad.Sc. Paris*, 290, D, p. 651-654.
- ANGELIER J., 1985.- Extension and rifting : the Zeit: region Gulf of Suez. *J. Structur. Geol.*, 7., 605-612.
- ANGELIER J. & MECHLER P., 1977.- Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 19, 6, p. 1306-1318.
- ANGELIER J., TARANTOLA A., VALETTE B. & MANOUSSIS S., 1982.- Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. I. SINGLE phase fault populations a new method of computing the stress tensor. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 69, p. 607-621.
- ARMIJO R., DESCHAMPS A. & PORIER J.P., 1985.- Carte susmotectonique.
- ARMIJO R. & CISTERNAS A., 1978.- Un problème inverse en microtectonique cassante. *C.R.Acad. Sc. Paris*, 287, (D), p. 595-598.
- ARNAUD H., 1973.- Mise en évidence d'un important décalage anté-Miocène, de sens sénestre, le long de la faille de Presles (Vercors occidental). *C.R.Acad.Sc.Paris*, 276, (D), p. 2245-2248.

- ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., CHAROLLAIS J., CONRAD M.A., COTILLON P., FERRY S., MASSE J.P. et PEYBERNES B. (1979).- Paléogéographie des calcaires urgoniens du Sud de la France. *Géobios, Mém. Spec. n°3*, p. 363-383.
- ARTHAUD F. 1969.- Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Géol; Fr.* (7), 11, p. 729-737.
- ARTHAUD F. & CHOUKROUNE P. 1972.- Méthodes d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme Nord-Aquitaine. *Revue I.F.P.*, 27, 5, p. 715-732.
- ARTHAUD F. & MATTAUER M., 1969a.- Exemples de stylolithes d'origine tectonique dans le Languedoc, leurs relations avec la tectonique cassante. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), 11, p. 738-744.
- ARTHAUD F. & MATTAUER M., 1969b.- Sur les décrochements NE-SW sénestres contemporains des plis pyrénéens du Languedoc. *C.R.somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 290-291.
- ARTHAUD F. & MATTAUER M., 1972.- Sur l'origine de certains joints stylolithiques parallèles à la stratification; leur relation avec une phase de distension (exemple du Languedoc). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 14, p. 12-17.
- ARTHAUD F. & MATTAUER M., 1969.- Exemples de stylolithes d'origine tectonique dans le Languedoc. Leurs relations avec la tectonique cassante. *Bull. Soc. Géol. France*, 7,11, 738-744.
- ARTHAUD F., DUBERTRET L., MASSON P. & MERCIER J.L., 1978.- Etats de contraintes successifs post-éocène le long des failles Libano-Syriennes au Nord de Beyrouth. *6ème Réunion Ann. Sci. terre. Orsay* 8.
- ARPAT E. & SAROGLU F., 1972.- The East-Anatolian fault system, thoughts on its development. *Bull. Miner. Res. & Exmplo. Inst. of Turkey*, 78, 33,-39.
- AUBOUIN J., 1977.- Méditerranée orientale et Méditerranée occidentale: esquisse d'une comparaison du cadre alpin. *Bull. Soc. Geol. France* (7), t.CXIX, n°3, 421-435.
- AYDIN A. and A. NUR, 1982.- Evolution of pull-apart basins and their scale independance. *Tectonics*, 1, 91-105-1082.
- BARAZANGI M. & DORMAN J., 1969.- World seismicity maps compiled from ESSA coast and Geoditic Survey epicenter date. 1961-1967, *BSSA*, 59, 369-380.
- BARBERI F., CAPALDI G., GASPIRINI P., MARINELLI G., SANTACROCE R., SCANSONE R., TREUIL M. & VARET J., 1979.- Recent Basaltic volcanism of Jordan and its implications on geodynamic history of the Dead Sea shear zone. *Internat. Symp. Geodynamic. Ev. of the Afro-Arabian Rift System, Rome.*
- BARTOV Y., STEINITZ G., EYAL M. & EYAL Y., 1980.- Sinistral movement along the Gulf of Agaba (Elat) - its relation to the opening of the Red Sea. *Nature*, 285, 220-221.
- BAYER H.J., HOTZL H., JADO A.R., ROCHER B. and VOGGEN-REIEFER W., 1988.- Sedimentary and structural evolution of the northwest Arabian Red Sea Margin. *Tectonophysics* n° 153, 1-4 october 10, p. 137-153.

- BEN AVRAHAM Z., 1978.- The structure and tectonic setting of the Levant continental margin. Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 44, 313-331.
- BEN AVRAHAM Z., 1985.- Structural framework of the Gulf of Elat (Agaba), Northern Red Sea. *C.J.R. Astro. Soc.*, 90, NO, B1, 703-726, Jan.
- BEN AVRAHAM Z., ALMAGOR G. & GARFUNKEL Z., 1979.- Sediments and structure of the Gulf of Elat (AGaba) - northern Red Sea. *Sediment Geol.*, 23, 239-267.
- BEN AVRAHAM Z., GARFUNKEL Z., AMALGOR G. & HALL J., 1979.- Continental breakup by a leaky transform: the Gulf of Elat (Agaba). *Science*, 206, 214-216.
- BEN AVRAHAM Z., GINSBURG A., & YUVAL Z., 1981.- Seismic reflection and refraction investigations of the lake Kinneret-central Jordan valley. *Tectonophysics*, 80, 165-181.
- BEN AVRAHAM Z., VON HERZEN R., 1987.- Heat flow and continental breakup: the Gulf of Elat (Agaba). *JGR vol. 92, NO B2*, 1407-1416.
- BEN MENAHEM A., 1981.- Variation of slip and creep along the levant rift over the past 4500 years. *Tectonophysics*, 80, 183-197.
- BEN MENAHEM A., 1976.- Dating of historical earthquakes by mid profiles of lake bottom sediments. *Nature*, 262, 200-202.
- BEN MENAHEM A., 1979.- Earthquake catalogue for the Middle East (92 B.C.- 1980 A.D) *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 21, 245-310.
- BEN MENAHEM A., 1981.- A seismicity cycle of 1500 years on the Dead Sea rift. *Boll. Geof. Teor. A.*, v. XXIII, n°92.
- BEN MENAHEM A. & ABOODI E., 1981.- Micro. and Macroseismicity of the Dead Sea rift and off coast Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 80, 199-234.
- BEN MENAHEM A. & ABOODI E., 1971.- Tectonic patterns in the Northern Red Sea region. *JGR*, 76, 11, 2674-2689.
- BEN MENAHEM A., NUR A. & VERDED M., 1976.- Tectonics, seismicity and structure of the Afro-Eurasian junction. The breaking of an incoherent plate. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 12, 1-50.
- BEN MENAHEM A., VERED M., KOVACH R. & ABOODI E., 1977.- Rate of seismicity of the Dead Sea region over the past 4000 years. *Phys. Earth. Planet. Inter.* 12, 1-50.
- BENDER F., 1968.- Geologie von Jordanien. *Beitr. regionalem Geologie Erde. V.*, 7-230 p. Berlin: Gebruder Brontreager.
- BENDER F., 1970.- The shear along the Dead Sea rift: Discussion. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A* 267, 127-129.
- BENDER F., 1975.- Geology of the Arabian Peninsula, Jordan. *Geol. Sur. Prof. Paper*, 560-I, US Gov. Printing off. Washington.
- BENDER F., 1974.- Eplanotary notes on the geological map of the Wadi Araba Jordan. *Geol. Jb.*, B10, S. 3-62.
- BENDER F., 1965.- Zur geologie der Kupfererzvorkommen am Ostrand des Wadi Araba, Jordanien. *Geol. Jb.* 83, 181-202, Hannover.
- BENTOR Y.K., 1989.- Geological events in the Bible. *Terra Nava*, 1, 326-338.
- BERBERIAN M., 1979.- Evaluation of the instrumental and relocated epicenters of Iranian earthquakes. *Geophys. J.R. Astro. Soc.* 58, pp. 625-630.
- BERGERAT F., 1982.- Le couloir rhodanien au Paleogène: analyse de la fracturation et interprétation cinématique régionale. *Rev. Geogr. Geol. Dynam.*, v. 23? fasc.5, p. 329-343.

- BERGERAT F., 1985.- Déformations cassantes et champs de contraintes tertiaires dans la plate-forme européenne. *Thèse d'Etat, Univ. P. & M. Curie, Paris.*
- BERGOUGNAN H., 1975.- Relation entre les édifices pontique et taurique dans le Nord-Est de l'Anatolie. *Bull. Soc. geol. Fr.*, (7), XVII, 1045-1057.
- BERTHELOT F. (1986).- Etude thermique du golfe de Suez dans son contexte géodynamique. *Thèse Univ. Paris VI*, 200 p.
- BESANCN J., CAPELAND L., HOURS F. & SANLAVILLE P., 1978.- Géologie du Quaternaire. Morphologie et préhistoire de la vallée de Oronte entre Rastane et le Ghab (Syrie). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 287, Série D, 857-860.
- BLANK H., 1977.- Aeromagnetic and geologic study of tertiary dikes and related structures on the arabian margin of the Red Sea. *D.G.M.R. Bull.* n° 22, Jiddah, G1-G18.
- BONATTI E., 1985.- Punctiform of seafloor spreading in the Red Sea during transition from a continental to an oceanic rift. *Nature*, 316, 33-37.
- BONATTI E., OTTONELLO G. and HAMLIN D.R., 1986.- Peridotites from the Island of Zabargad (St John). Red Sea: Petrology and Geochemistry. *J. Geophys. Res.* 91, 599-631.
- BONATTI E., 1987.- Séparation des continents et formation des océans. *Pour la Science*, 44-52.
- BOWMAN D. & GERSON R., 1986.- Morphology of the latest quaternary surface-faulting in the gulf of Elat region, eastern Sinai. *Tectonophysics*, 128, 97-199.
- BRINK & BEN AVRAHAM Z., 1989.- The anatomy of a pull-apart basin: seismic reflection observations of the Dead Sea Basin. *Tectonics*, vol. 8, n°2, 333-350.
- BROWN G.F., 1970.- Eastern margin of the Red Sea and the coastal structures in Saudi Arabia. *Phil. Trans. r. Soc. London*, 267, 1181, 75-87.
- BRUCE A.B., 1982.- Les tremblements de terre. *Bibliothèque pour les Sciences. Diffusion Belin, Paris*, 192 p.
- BURION P., 1985.- Electrical earthquake prediction. *Nature vol.*, 315, 30 mai.
- CAMP V., 1984.- Island arcs and their role in the evolution of the western Arabian Shield. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.95, 913-921, Aug.
- CARA M., 1982.- Quelques séismes récents du bassin méditerranéen, dans les tremblements de terre. Bruce A., Blot, *Bibliothèque pour la Science diffusion, Belin, Paris*, 185-192.
- CAREY E., 1979.- Recherche des directions principales des contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* 21, 1, p. 57-66.
- CHAMBRE SYNDICALE DE LA RECHERCHE ET DE LA PRODUCTION DU PETROLE ET DU GAZ NATUREL, 1983.- Méthodes modernes de géologie de terrain. 2A manuel d'analyse structurale; méthodes d'observation de mesure et de notion. *Edition technip.*, 183p.
- CHANDRA U., 1984.- Focal mechanism solutions for earthquakes in Iran. *Phys. of the Earth and Planetary Interiors*, 34, 9-19.
- CHRISTODOULOU A., 1986.- Etude sismotectonique et inversion tridimensionnelle en Grèce du Sud. *Thèse Doctorat, Université de Grenoble*, 181 p.

- COCHRAN J.R. and MARTINEZ, 1988.- Evidence from the northern Red Sea on the transition from continental to oceanic rifting. *Tectonophysics*, n°153, October 10, 25-55.
- COLLETTA B., LE QUELLEC P., LETOUZEY L. and MORETTI, 1988.- Longitudinal evolution of the Suez rift structure. *Tectonophysics* n° 153, October 10, 221-235.
- CHOROWICZ J., 1983.- Le rift Est-Africain: début d'ouverture d'un océan? *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, PAU, 7, 1, 155-162.
- CHOROWICZ J., LE FOURNIER J., LE MUT C., RICHERT J.P., SPY ANDERSON F. & TIERCELIN J.J., 1983.- Observation par télédétection et au sol de mouvements décrochants NW-SE, dextres, dans le secteur transformant Tanganika, Rukwa, Malawi du rift Est-Africain. *C.R.Acad. Sci.*, Paris, 296, II, 297-1002.
- CHOROWICZ J. & LYBERIS N., 1987.- Evolution tectonique de la péninsule du Sinaï : la formation des plis de l'arc syrien et des golfes de Suez et d'Agaba. *Total notes et mémoire*, n°21, 199-209.
- CHOUKROUNE P., AUVRAY B., FRANCHETEAU J., LEPINE J., ARTHAUD F., BRUN J., AUZENDE J. & SICHLER B., 1986.- Tectonics of the westernmost Gulf of Aden and the Gulf of Tadjoura from submersible observation. *Nature*, v.319, 396-399, 30 Janv.
- CLARK M., 1985.- Late proterozoic evolution of the Median region Northwest Saudi Arabia. *Geology*, v.13, 611-615, Sept.
- COCHRAN J., 1986.- A model for development of the Red Sea. *AAPGB*, v.67, n°1, 41-69, Jan.
- COLEMAN R., 1977.- Geologic background of the Red Sea, *DGMR Bull*, n°22, Jiddah, C1-C9.
- COLEMAN R., HADLEY D., FLECK R., HEDGE C. & GHENT E., 1977.- The volcanic rocks of southwest Saudi Arabia and the opening of the Red Sea. *Red Sea research, 1970-1975. Bull. DGMR n°22, Jiddah*, D1-D30.
- COMNINAKIS P.E. & PAPAZACHOS B.C., 1972.- Seismicity of the Eastern Mediterranean and some tectonic features of the Mediterranean ridge, *B, G.S.A.*, 83, 1093-1102.
- COURTILLOT V., ARMIJO R. & TAPPONNIER P., 1987.- Kinematics of the Sinaï triple junction and a two phase model of Arabia-Africa rifting. *A paraître - to be published.*
- CRAMPIN S. & UCER S., 1974.- The seismicity of the Marmara sea region of Turkey. *G.J.R. Astro. Soc.*, 87, 720-724.
- DAGGETT P., MORGAN P., BOULOS F., HENNIN S., EL SHERIF & MELIC Y.S., 1980.- Microearthquake studies of the northeastern margin of the African plate. *Ann. of the Geol. Sur. of Egypt*, X, 989-996.
- DAGGETT P., MORGAN P., BOULOS F., HENNIN S., EL SHERIF, EL SAYED, BASTA N. & MELEK Y., 1986.- Seismicity and active tectonics of the Egyptian Red Sea margin and northern Red Sea. *Tectonophysics*, V. 125, n°4, 290-313.
- DANIEL E.J., 1964.- Syrie intérieure. *Lex. strati. Interna. Vol.III Asie, sous la direction de L. DUBERTRET, fasc.10, cl., Liban, Syrie, Jordanie, éditions CNRS*, p. 157-291.
- DARKE C. & GIRDLER R., 1964.- A geophysical study of the Red Sea. *Geophys. J. Roy Astron. Soc.*, 8, 473-495.
- DAS S. & AKI K., 1970.- Fault planes with barriers: a versatile earthquake model. *JGR*, 82, 5648-5670.

- DE BALLOR M. F., 1924.- La Géologie sismologique. Les tremblements de terre. *Librairie Armand Colin, Paris, France.*
- DE SITTER V., 1962.- Structural development of the Arabian Shield in Palestine. *Geologie en mijnbouw*, 4/e Jaargang, 116-124, Maart.
- DERCOURT J. & al. (17 auteurs), 1985.- Présentation de neuf cartes paléogéographiques au 1/20.000.000 s'étendant de l'atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'actuel. *Bull. Soc. Geo. France*, t.I, n°5, 637-652.
- DERCOURT J. & al., 1986.- *Tectonophysics*, 133...
- DEWEY J., F., PITMAN W., C. RYAN W., B. & BONNIN J., 1973.- Plate tectonics and the evolution of the alpine system. *Geol. Soc. of Amer. Bull.* 84, 3137-3180.
- DEWEY J. F. & SENGOR A. M., 1979.- Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geol.Soc. Am. Bull.?* Part. I, 90, 84-92.
- DIXON T.H., STERN R.J. and HUSSEIN I.M., 1987.- Control of Red Sea rift geometry by precambrian structures. *Tectonics*, vol. 6, n°5, 551-571.
- DRAKOPOULOS J.? LATOUSAKIS J., STAVRAKAKIS G., 1989.- Physical properties of the variation of in electric field of earth preceding earthquakes. *Tectonophysics*, 161, 55-62.
- DUBERTRET L., 1964.- Liban, Syrie, chaîne des grands massifs côtiers et confins à l'Est. *Lex. Strati. Interna. Vol.III ASie - sous la direction de L. DUBERTRET, fasc.10, cl. Liban, SYrie, Jordanie, éditions CNRS*, pp. 3-155.
- DUBERTRET L., 1972.- Sur la dislocation de l'ancienne plaque sialique Afrique-Sinaï-Péninsule Arabique. *Notes et mémoires sur le Moyen-Orient*, 12, *Mus. Nation. d'Hist. Naturelle, Paris* 227-241.
- DUBERTRET L., 1967.- Remarques sur le fossé de la Mer Morte et ses prolongements au Nord jusqu'au Taurus. *Rev. Geog. Phys. et Géol. Dyna.* (2), v. ix fasc., 1, 3-16, Paris.
- DUBERTRET L., 1932.- Les formes structurales de la Syrie et de la Palestine. *C.R. Acad. Sci.*, 195, , 66-68 Paris.
- DUBERTRET L., 1929.- Etude des régions volcaniques du Hauran, Djebel Druze et du Doret et Touloul (Syrie). *Rev. Geog. Phys. Geol. Dyn.*, 2, n°4, 275-381.
- DUBERTRET L., 1970.- Review of structural geology of the Red Sea and surrounding areas. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A 267, 9-20.
- DUBERTRET L., 1947.- Problemes de la géologie du Levant. *Bull. Soc. Geol. France*, (5), 17, 3-31.
- EL ISA Z., 1981.- Earthquake studies of some archeological sites in Jordan. *Oxford conference on archeology of Jordan*, v.2, 5381-5388.
- EL ISA Z., 1983.- Seismic risk in Jordan. *Proceedings of the 1st Jordanian geol. conf. Amman.*
- EL ISA Z. & HASWEH N., 1987.- Seismicity of the southern Jordan-Dead Sea transform. *Geol. Conf. Amman.*
- EL ISA Z. & KHARABSHE A., 1983.- Magnetic and gravity studies of the northern Dead Sea rift. *Proceedings of the 1st Jordanian Geol. Conf. Amman.*
- EL ISA Z., MARKIS J. & PRODEHL C., 1985.- A deep seismic sounding experiment in Jordan. *2nd Jordanian geological conference, Amman.*

- EMERY K., 1966.- The tectonic development of the Eastern Mediterranean Sea. *Deep Sea Research*, 13, 173-192.
- EYAL M., EYAL Y., BARTOV Y., STEINITZ G., 1981.- The tectonic development of the western margin of the Gulf of Elat (Aqaba) rift. *Tectonophysics*, 80, 39-66.
- ETCHECOPAR A. & MATTAUER M., 1988.- Méthodes dynamiques d'analyses des populations de failles. *Bull. Soc. France* (8), t. IV, n°2, 289-302.
- FABRE D. & ROBERT J.P., 1975.- Analyse expérimentale des ruptures de la couverture liées à un mouvement décrochant du socle et applications. *Ann. Soc. Géol. Nord XCV*, 3, 175-182.
- FAHMI K., AL SALIM M. & AYAR B., 1986.- Recent earthquake activity in the lesser zab region of Northeastern Iraq. *Tectonophysics*, 131, 89-111.
- FAIRHEAD J. & GIRDLER R., 1970.- The seismicity of Red Sea, Gulf of Aden and Afar triangle. *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, Ser. A, 267, 49-74.
- FAIRHEAD J. & GIRDLER R., 1971.- The seismicity of Africa. *GJR Astro. Soc.*, 24, 271-301.
- FOLKMAN Y., 1981.- Structural features in Dead Sea Jordan rift zone, interpreted from a combined magnetic gravity study. *Tectonophysics*, 80, 135-146.
- FOUCAULT A. & RAOULT J.F., 1984.- Dictionnaire de géologie. 2ème édition, Masson édit., Paris.
- FRANCIS M.H., 1972.- Geology of the basement complex in the north eastern desert between latitudes 27°, 30'N & 28° N. *Ann. Geol. Sur. of Egypt*, vol. II, 161-180.
- FREUND R., 1965.- A model of the structural development of Israel and adjacent areas since upper Cretaceous times. *Geol. Mag.* 102, 189-205.
- FREUND R., 1970.- Plate tectonics of the Red Sea and East Africa. *Nature*, 228-453.
- FREUND R., GARFUNKEL Z., ZAK I., GOLDBERG M., WEISSBROD T. & DERIN B., 1970.- The shear along the Dead Sea rift. *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 267A, 107-130.
- FERAUD G., GIANNERINI G. & CAMPREDON R., 1987.- Dike swarms as paleostress indicators in areas adjacent to continental collision zones: example from the European and NW Arabian plate. *Geol. Assoc. Canada, Special Paper*.
- GAMOND J.F., 1987.- Relations entre la géométrie des zones de failles et quelques paramètres mécaniques apports de modèles analogiques. *Geodynamica Acta* (Paris), 1, 2, 91-102.
- GARFUNKEL Z., 1981.- Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation with plate kinematics. *Tectonophysics*, 80, 81-108.
- GARFUNKEL Z., ARAD G. & ALMAGOR G., 1979.- The palmahim disturbance and its regional setting. *G.S.I., Bull.*, n°77, 1-58 June.
- GARFUNKEL Z., GINZBURG A. & SEARLE R., 1987.- Fault pattern and mechanism of crustal spreading along the axis of the Red Sea from side scan sonar (Gloria) data. *Annales Geophysicae*, 5B (2), 187-200.
- GARFUNKEL Z., ZAK I., & FREUND R., 1981.- Active faulting in the Dead Sea rift. *Tectonophysics*, 80, 1-26.

- GAULIER J.M., LE PICHON X., LYBERIS N., AVEDIK F., GELY L., MORETTI I., DESCHAMPS A. & SALAH HAFEZ, 1988.- Seismic study of the crust: Northern Red Sea and Gulf of Suez. *Tectonophysics*, n°153, 55-89.
- GETTINGS M., 1977.- Delineation of the continental margin in southern Red Sea region from new gravity evidence. *Bull. DGMR*, n°22, K1-K11.
- GHALIB H., RUSSELL D. & KIJKO A., 1985.- Optimal design of a regional seismological network for the Arab countries. *Pageoph.* v. 122, 84-86, 694-712.
- GIANNERINI G., CAMPREDON R., FERAUD G. & ABOU ZAKHEM B., 1987.- Déformations intraplaques et volcanisme associé: exemple de la bordure NW de la plaque arabe au Cénozoïque. *Soc. Géol. France*.
- GIANNERINI G., 1988.- Propagation des phénomènes tectoniques et magmatiques intraplaques liée aux zones de rifting: exemple de la plaque arabe. *Thèse d'Etat université de Nice*, 279 pages.
- GIGOT P., HABIB M.E., LANTEAUME M. & YUSSEF M., 1985.- Mise en évidence de coulissages dextres syn-rift (Miocène) et post rift (Pliocène) le long du golfe de Suez. *C.R.Acad. Sc. Paris*, t.301, série II, n°1, 53-58.
- GILLMANN M., LETULLIER A. & RENOUD G., 1966.- La Mer Rouge: géologie et problèmes pétroliers. *Revue de l'IFP*, 1467-1487. Oct..
- GINZBURG A. & KASHAI E., 1981.- Seismic measurements in the southern Dead Sea. *Tectonophysics*, 80, 67-80.
- GINZBURG A., MARKIS J., FUCHS K. & PRODEHL C., 1981.- Structure of the crust and upper mantle in the Dead Sea rift. *Tectonophysics*, 80, 121-133.
- GINZBURG A., MARKIS J., FUCHS K., PRODEHL C., KAMINSKI W. & AMIATI U., 1979.- A seismic study of the crust and upper mantle of the Jordan Dead Sea rift and their transition towards the Mediterranean sea. *JGR*, 84, 1569-1582.
- GINZBURG A. & BEN AVRAHAM Z., 1987.- The deep structure of the central and southern levantine continental margin. *Annales tectonicae*, vol.1, n°2, 105-115.
- GIRDLER R., 1985.- Problems concerning the evolution of oceanic lithosphere in the northern Red Sea. *Tectonophysics* 116 109-122.
- GIRDLER R. & DARRACOTT B., 1972.- African poles of rotation. *Comments Earth Sci. Geophys.*, 2, 131-138.
- GIRDLER R. & STYLES P., 1974.- Two stage Red Sea floor spreading. *Nature* v. 247, 7-11.
- GIRDLER R., 1968.- Drifting and rifting in Africa. *Nature*, 217, 155-157.
- GIRDLER R. & DARACOTT B.W., 1972.- African poles of rotation. *Comments Earth Sci. Geophys.*, 2, 131-138.
- GIRDLER R. & STYLES P., 1978.- Sea floor spreading in the western gulf of Aden. *Nature* vol., 271, 615-617, 16, Feb.
- GRAND Th., 1987.- Ensembles de structures en extension et de leur influence sur les déformations postérieures dans le domaine téthysien. *Thèse Doctorat, Université de Grenoble 1.*, 243 p.
- GRANGE F., 1983.- Etude sismotectonique détaillée de la subduction lithosphérique au sud du Pérou. *Thèse 3ème cycle, I.R.I.G.M., Grenoble*.

- GRASSO J.R., 1981.- Inversion des anomalies de propagation des ondes sismiques: inverse stochastique et programmation linéaire. Application aux Nouvelles Hébrides (zone de subduction) et aux Pyrénées (Arudy). Thèse Docteur Ingénieur, I.R.I.G.M., Grenoble.
- GRATIER J.P., 1988 (coordinateur).- L'équilibrage des coupes géologiques. Mémoires et documents du Centre Armoricaïn d'Etude structurale des socles. Rennes, 1988, 157 pages.
- GUENOC P., PAUTOT G. & COUTELLE A., 1988.- Surficial structure of the northern Red Sea axial valley from 23°N to 28°N: time and space evolution of neo oceanic structures. *Tectonophysics* n°1534, 1-4, october 1°, 1-25.
- HATCHER R., ZIETZ I., REGAN R. & ABU AJAMIEH M., 1981.- Sinistral strike-slip motion on the Dead Sea rift: confirmation from new magnetic data. *Geology*, v.9, 458-462, Oct.
- HAKIM K., 1986.- Report n° 287, the general establishment of geology and mineral resources in the Syrian arab republic.
- HANCOCK P.L. and M.S. ATIYA, 1979.- Tectonic significance of the mesofracture systems associated with the Lebanese segment of the Dead Sea transform fault. *J. Struct. Geol.*, 1, 143-153, 1979.
- HANCOCK P.L., KADHI A.A. & SHA'AT N.A., 1984.- Regional joint sets in the Arabian platforms as indicators of intraplate processes. *Tectonics*, 3, 27-44, 1984.
- HATZFELD D., 1990.- La méthode VAN pour la prédiction des séismes: Pourquoi les géophysiciens sont-ils sceptiques ?. *La Recherche* n°219, Mars, vol.21, 368-371.
- HATZFELD D., CHRISTODOULOU A., SCORDILIS E., PANAGIO D. & HATZIDIMITRIOU P., 1987.- A microearthquake study of the Mygdonian graben (northern Greece). *E.P.S.L.*, 81, 381-395.
- HEMPTON M.R., 1987.- Constraint on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea. *Tectonics* vol., 6, n°6, 687-705.
- HEMPTON M.R., 1982.- Structure of the north margin of Bitlis suture zone near Sivrice, southeastern Turkey. Ph. D. dissertation. State University of New-York, Albany, 1982a.
- HEMPTON M.R., 1982.- The North Anatolian fault and complexities of continental escape. *J Struct. Geol.*, 4, 502-504, 1982b.
- HEMPTON M.R., 1985.- Structure and deformation history of the Bitlis suture near Lake Hazar, southeastern Turkey. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, 233-243, 1985.
- HENRY C., 1985.- Cartographie géologique et géomorphologique par télé-détection. Application à l'étude structurale du Sinaï et des abords des golfes de Suez et d'Aqaba. *Uni.. Paris VI, thèse 3e cycle.*
- HIJAZI J., 1982.- Structure liméantaires en Jordanie et du Liban d'après Landsat. Mémoire Diplôme d'Ingénieur Centre de Télédétection d'Aix-en-Provence, p. 41.
- HOROWITZ A., 1979.- The quaternary of Israel. *Academic press. New York*, 384.
- HOSSACK J.R., 1979.- The use of balanced cross sections in the calculation of orogenic contraction: a review *J. Geol. Soc. London*, 136, p. 705-711.

- HOSSACK J.R., 1983.- The use of balanced cross sections in the calculation of orogenic contraction: a review *J. Geol. Soc. London*, 136, p. 705-711.
- HUANG P. & SOLOMON S., 1987.- Centroid depths and mechanisms of mid ocean ridge earthquakes in the Indian Ocean, Gulf of Aden and Red Sea. *J.G.R.*, vol. 92, n° B2, 1361-1382, feb.10.
- I.P.R.G. (HOLON), 81-85.- Earthquakes in Israel and adjaCent areas. *Bulletins* n° 1, 2,3, 4, Septembre 1981-Décembre 1985.
- IZZELDIN A., 1982.- Sur la structure et l'évolution de la Mer Rouge. Thèse Docteur Ingénieur. I.P.G.S., Université Louis Pasteur, Strasbourg, 163 pages.
- IZZELDIN A., 1987.- Seismic, gravity and magnetic surveys in the central part of the Red Sea: their interpretation and application for the structure and evolution of the Red Sea. *Tectonophysics*, 143, 269-306.
- JACKSON J. & FITCH T., 1979.- Seismotectonic implications of relocated aftershock sequences in Iran and Turkey. *G.J.R.Astro. Soc.*, 57, 209-229.
- JACKSON J. & Mc KENZIE D., 1984.- Active tectonics of the alpine Himalayan belt between western. Turkey and Pakistan. *G.J.R. Astro. Soc.*, 185-264.
- JARRIGE J.J. OTT D'ESTEVOU P., BUROLLET P.F., THIRIET J.P., ICART J.C., RICHERT J.P., SEHAUS P., MONTENAT C. & PRAT P., 1986.- Inherited discontinuities and neogene structure: The Gulf of Suez and the North-western edge of the Red Sea. *Phil. Trans.r. Soc. London*, A. 317, 129-139.
- KAFRI U., 1969.- Recent crustal movements in northern Israël. *J.G.R.*, 74, 4246 - 4258.
- KARCZ I., KAFRI U. & MESHEL Z., 1977.- Archaeological evidence for subrecent seismic activity along the Dead Sea - Jordan rift. *Nature*, 269, 234-235.
- KARNIK V., 1971.- Seismicity of the European area. *Reidel publishing co. Dordrecht. Holland*, v. 1 et 2.
- KASAPOGLU K. & TOKSOZ M., 1983.- Tectonic consequences of the collision of the Arabian and Eurasian plates: finite element models. *Tecto.* 100, 71-95.
- KSARA A., 1927.- Le tremblement de terre de Palestine, 11 juillet 1927. *Ann. de l'observatoire de Ksara*, 96.
- LABEYRIE J., 1988.- Un moyen fiable de prévoir les séismes. *La Recherche* n° 203, vol. 19, 1236-1240.
- LE NINDRE Y.M., GARCIN M., MOTTI E. & VASQUEZ LOPEZ R., 1986.- Le Miocène de Maqna (Mer Rouge). *Stratigraphie-Paléogéographie. Doc. et Trav. I.G.A.L.*, 10, 177-185, Paris.
- LE PICHON X., 1972.- Cinématique de la tectonique des plaques. In *structure et dynamique de la lithosphère. Hermann, direction C. ALLEGRE & MATTAUER, Paris.*
- LE PICHON X. & FRANCHETEAU J., 1978.- A plate tectonic analysis of the Red Sea - Gulf of Aden area. *Tectonophysics*, 46, 369-406.
- LE PICHON X., FRANCHETEAU J. & BONNIN J., 1976.- Plate tectonics. *Elsevier, Amsterdam*, 300...
- LE PICHON X. & GAULIER J.M., 1987.- Oceanic nature of Northern Red Sea crust: implications of seismic measurements made during Minos cruise. *E.U.G., IV, Strasbourg, Abstract*, 10.

- LESAGE Ph., 1981.- Développement de méthode en vue de l'étude des déformations sismotectoniques du sous-sol. Thèse de Docteur de 3e cycle à l'Université Pierre & Marie Curie, Paris 6.
- LORT J., M., 1971.- the tectonics of the eastern Mediterranean: a geophysical review. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 9, 139.
- LYBERIS N., 1984.- Géodynamique du domaine égéen depuis le Miocène supérieur. Thèse Université de Paris VI.
- LYBERIS N. & DESCHAMPS A., 1982.- Sismotectonique du fossé Nord Egéen. Relation avec la faille nord-anatolienne. *C.R.Acad. Sc. Paris*, 295, 625-628.
- LYBERIS N., 1988.- Tectonic evolution of the Gulf of Suez and the Gulf of Aquaba. *Tectonophysics*, 1, 153, 209-220.
- LYON-CAEN H., 1980.- Séismes du Frioul (1976). Modèles de source à l'aide de sismogrammes synthétiques d'ondes de volume. Thèse de 3ème cycle de l'Université de Paris VII.
- MAAMOUN M., ALLAM A., MEGAHED A. & ELATA A., 1980.- Neotectonics and seismic regionalization of Egypt. *Bull. Int. Inst. Earthquake Eng.*, CAIRO, 18, 27-39.
- MAAMOUN M., 1976.- La sismicité du Moyen et du Proche Orient dans le cadre de la sismotectonique mondiale. Thèse IPGS-Université de Strasbourg 1, 315.
- MARKIS J., EL-ISA Z. & PRODEHL C., 1985.- Deep structure of the crust and tectonics of Jordan and adjacent areas. 2nd. Jordanian geological conf. abstract. Amman.
- MART Y. & HALL J., 1984.- Structural trends in the Northern Red Sea. *J.G.R.*, 89, 352-364.
- MART Y. & HOROWITZ A., 1981.- The tectonics of the Timna region in southern Israel and the evolution of the Dead Sea rift. *Tectonophysics*, 79, 165-199.
- MART Y. & ROSS D., 1987.- Post Miocene rifting and diapirism in the northern Red Sea. *Marine Geology*, 87, 173-190.
- MASCLE A., BIJU-DUVAL, LETOUZEY J., RAVENNES L., MONTADER L., 1976.- Comparaison of active margins in different geological setting. *International Symposium on Geodynamics in south pacific, Nouméa.*
- MASSON D., 1967.- Le Coran (Traduction). Editions Gallimar, Folio n° 1233 et 1234, Paris.
- MASSON P., CHAVEL P., EQUILBEY S. & MARION A., 1982.- Apports du traitement numérique d'images Landsat à l'étude des failles Libano-Syriennes. *Bull. Soc. Geol. France*, 7, XXIV, 1, 63-71.
- MATAR A., 1986.- Etude pétrologique et structurale du dôme de Chiroulet (Pyrénées). D.E.A., I.N.P.L., Nancy.
- MATTAUER M., 1986.- Les subductions intracontinentales des chaînes tertiaires d'Asie; leurs relations avec les décrochements. *Soc. Geol. France*, 8, 11, 1, 143-157.
- McBRIDE J.H., BARAZANGI M., BEST J., ALSAAD D., SAWAF J., AL OTRI M. and GEBRANA A., 1990.- Seismic reflection structure of intracratonic palmyride fold-thrust belt and surrounding arabian platform syria. *The American association of petroleum Geologists Bulletin v.74, n°3, March.*, 238-259.
- McKENZIE D., 1969.- The relation between fault plan solutions for earthquakes and the direction of the principal stresses. *B.S.S.A.*, v. 59, n°2, 591-601.

- McKENZIE D.P., 1969.- Speculation on the causes and consequences of plate motions. *J. Geophys. Roy. Astron. Soc.*, 18, 1-32.
- McKENZIE D.P., 1972.- Active tectonics of the Mediterranean region. *J. Geophys. Roy. Astron. Soc.*, 30, 109-186.
- McKENZIE D., 1970.- Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, 226, 239-242.
- McKENZIE D., 1978.- Active tectonics of the Alpine Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 55, 217-254.
- McKENZIE D., 1978.- Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth plan. Sci. Lett.*, 40, 25-32.
- McKENZIE D., 1976.- The East-Anatolian fault, a major structure in eastern Turkey. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 89, 189-193.
- McKENZIE D., DAVIES D. & MOLNAR P., 1970.- Plate tectonics of the Red Sea and East Africa. *Nature*, 226, 243-248.
- MECHIE J., PRODEHL C. & KOPTSCHALITSCH G., 1986.- Ray path interpretation of the crustal structure beneath Saudi Arabia. *Tectonophysics*, 131, 333-352.
- MECHIE J. & EL ISA, 1988.- Upper lithosphere deformation in the Jordan-Dead Sea transform region. *Tectonophysics*, n°153, 1-4 october 1er, 153-161.
- MECHIE J. and PRODEHL C., 1988.- crustal and uppermost mantle structure beneath the Afro-Arabian rift system. *Tectonophysics n° 153*, 1-4, october 10; 103-123.
- MECHELER P., 1982.- Les méthodes de la géophysique. Bordas, Paris, ISBN, 200 pages.
- MELVILLE Ch., 1984.- Sismicité historique de la Mer Rouge septentrionale. IVèmes rencontres internationales d'archéologie et d'histoire d'Antibes. Les tremblements de terre, histoire et archéologie. Actes colloques 2, 3, 4 novembre, 1983, APDCA, Valbonne 1984.
- MENARD G. & THOUVENOT F. (1987).- Coupes équilibrées crustales: méthodologie et application aux Alpes occidentales. *Geol. Dyn.* 1, 35-45.
- MERCIER J.L., 1976.- La néotectonique, ses méthodes et ses buts. Un exemple: l'arc Egéen (Méditerranée orientale). *Rev. Geog. Phys. Géol. Dyn.*, 18, 323-346.
- MERCIER J.L., 1977.- Principal results of a neotectonic study of the Aegean Arc and its localisation within the Eastern Mediterranean. *In VIe Colloquium on the geology of the Aegean region.*
- MERCIER J.L., 1981.- Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean Arc: comparison with the Andean Cordillera of south Peru-North Bolivia. *Philos. Trans. R. Soc. London*, 300, 337-355.
- MERCIER J.L., 1983.- Some remarks concerning the paper "The neotectonics of the Aegean: an alternative view" by J.A. JACKSON, G. KING and C. VITA-FINZI. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66, 321-325.
- MERCIER J.L., CAREY E., PHILIP H. and SOREL D., 1975-1976.- La néotectonique plio-quadernaire de l'arc égéen externe et de la mer Egée et ses relations avec la sismicité. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 355-372.
- MERCIER J.L., DELIBASIS N., GAUTHIER A., JARRIDE J.J., LEMEILLE F., PHILIP H., SERBIER M. et SOREL D., 1979a.- La néotectonique de l'arc Egéen. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 21, 67-92.

- MERCIER J.L., MOUYARIS N., SIMEAKIS C., ROUNDOYANNIS T., ANGELIDIS C., 1979b.- Intraplate deformation: a quantitative study of the faults activated by the 1978 Thessaloniki earthquake. *Nature*, 278, 45-48.
- MERCIER J.L., CAREY-GAILHARDIS E., MOUYARIS N., SIMEAKIS C., ROUNDOYANNIS T., ANGELIDIS C., 1983a.- Structural analysis of recent and active faults and regional state in the epicentral area of the 1978 Thessaloniki earthquakes (Northern Greece). *Tectonics*, 2, 577-600.
- MERCIER J.L., CAREY E., SIMEAKIS C., FOUNTOULIS D., MOUYARIS N., ROUNDOYANNIS T. and ANGELIDIS D., 1983b.- Etude des failles néotectoniques et sismiques de la région épacentrale des séismes (Mai-Juin, 1978) de Thessaloniki (Grèce). In Papazachos B.C. and CARYDIS P.G. (editors). *The Thessaloniki northern Greece, earthquake of June 20, 1978 and its seismic sequence*, 29.76.
- MERGHALANI H.M., 1979.- Seismicity of the Tihama Asir region, Kingdom of Saudi Arabia. *Dir. Gen. Min. Res.*, 261, Jeddah, Saudi Arabia, 20 p.
- MERGHALANI H.M., 1981.- Seismicity of the Yambu region, Kingdom of Saudi Arabia. *Dir. Gen. Min. Res.*, 371 Jeddah, Saudi Arabia, 32p.
- MILKEREIT B. & FLUH E., R., 1985.- Saudi Arabian refraction profile: crustal structure of the Red Arabian Shield transition. *Tectonophysics*, 111, 283-298.
- MILLER S., MACDONALD K. & LONSDALE P., 1985.- Near bottom magnetic profile across the Red Sea. *Marine Geophysical researches*, 7, 401-418.
- MOLNAR P., 1979.- Earthquake recurrence intervals and plate tectonics. *B.S.S.A.*, v. 69, n°1, 115-133, Feb.
- MOHR P., 1979.- Plate tectonics of the Red Sea and east Africa. *Nature*, 228, 547-548.
- MONTENAT C., BUROLLET P., JARRIGE J.J., OTT D'ESTEVOU Ph. & PURSER B., 1986.- La succession des phénomènes tectoniques et sédimentaires néogènes sur les marges du rift de Suez et de la Mer Rouge Nord occidentale. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 303, série II, n°3.
- MONTENAT C., 1986.- Etudes géologiques des rives du Golfe de Suez et de la Mer Rouge nord-occidentale. *Doc et travaux IGAL*, Paris, 10, 192 pp.
- MONTENAT C. et al., 1988.- Tectonic and sedimentary evolution of the Gulf of Suez and the Northwestern Red Sea. *Tectonophysics*, n°153, 1-4 october, 153-161.
- MORETTI I., 1987.- Modélisation de l'extension intracontinentale ; exemple du Golfe de Suez. *Thèse Doctorat, Université de Paris Sud, Orsay*.
- MORETTI I. and COLLETTA B., 1987.- Spatial and temporal evolution of the Suez rift subsidence. *J. of Geodynamics*, 7, 151-168.
- MUGNIER J.L., 1984.- Déplacements et déformations dans l'avant pays d'une chaîne de collision. Méthodes d'études et modélisation. Exemple du Jura. *Thèse Docteur Ingénieur, I.R.I.G.M., Grenoble*.
- N.R.A. (Amman), 1983-1985.- Earthquakes in Jordan and adjacent areas. *Bulletins n°1, A 8, sept. 83-sep. 85*.

- NEEV D., ALMAGOR G., ARAD A., GINZBURG A. & HALL J., 1976.- The geology of the southeastern Mediterranean Sea. *Geol. Sur. Isr. Bull.*, 68, 51 p.
- NI J. & BARAZANGI M., 1986.- Seismotectonics of the Zagros Continental Collision zone and comparison with the Himalayan. *J.G.R.*, 91, B8, 8205-8218.
- NIAZI M., SHIRNAMURA H. & MATSU'URA M., 1980.- Microearthquakes and crustal structure of the Makran coast of Iran. *G.R.L.*, v.7, n°5, 297-300.
- NICOLAS A., BOURDIER F. & MONTIGNY R., 1987.- Structure of Zabrgad Island and early rifting of the Red Sea. *J.G.R.*, v.92, n°B1, 461-474, Jan.
- NORTH R. G., 1974.- Seismic slip rates in the Mediterranean and Middle East. *Nature*, 252, 560-563.
- NORTH R. G., 1977.- Seismic moment, source dimensions, and stresses associated with earthquakes in the Mediterranean and Middle East. *G.J.R.A.S.*, 48, 137-161.
- NOWROOZI A., 1976.- Sismotectonic provinces of Iran. *B.S.S.A.*, v.66, n°4, 1249-1276, Aug.
- NOWROOZI A., 1972.- Focal mechanism of earthquakes in Persia, Turkey, West Pakistan and Afghanistan and plate tectonics of the Middle East. *B.S.S.A.*, v.62, n°3, 823-860.
- NOWROOZI A., 1971.- Seismotectonics of the Persian plateau. Eastern Turkey, Caucasus and Hindu Kush region. *B.S.S.A.*, 61, 317-341.
- NUR A. & BEN AVRAHAM Z., 1978.- The eastern Mediterranean and Levant tectonics of continental collision. *Tectonics*, 46, 297-311.
- OTAKI M., 1970.- Geochemistry of some Syrian alkaline basalts. *P.H.D. Univ. Cambridge July, 1970, Selwyn College*.
- OTT D'ESTEVOU Ph., JARRIGE J.J., MONTENAT C. & RICHERT J.P., 1989.- Succession des plaéocharges de contraintes et évolution du rift du Golfe de Suez. *Soc. Nat. Elf Aquitaine*, vol. 13, n°2.
- OUYED M., 1981.- Le tréblement de terre d'EL ASnam du 10/10/1980. Etude des répliques. *Thèse 3ème cycle, I.R.I.G.M., Grenoble*.
- OUYED M., YIELDING G., HARTZFELD D., KING G.C., 1983.- An aftershock study of the El ASnam (Algeria) earthquake of 1980 october 10. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 73, 605-639.
- PALOMINO M.R., 1979.- Contribution à l'étude simotectonique du Mexique méridional. *Thèse de Paris VII*.
- PAPAZACHOS B. & COMMINKIS P., 1978.- Deep structure and tectonics of the eastern mediterranean. *Tectonophysics*, 46, 285-296.
- PAUTOT G., GUENOC P., COUTELLE A. & LYBERIS N., 1986.- La dépression axiale du segment nord de la Mer Rouge (25N-28N). Nouvelles données géologiques et géophysiques obtenues au cours de la campagne TRANSMERU 83X. *Bull. Soc. Geol. France*, 1er Juin.
- PAVONI N., 1985.- Guidelines for the construction of seismotectonic maps. *Tectonophysics*, 117, 1-6.
- PECHOUX P.Y., PEGORARO O., HERVE M.M. & MERCIER J., 1973.- Déformation mio-pliocènes et quaternaires en extension et en compression sur les rivages du Golfe Maliaque et du canal d'Atlanti (Egée, Grèce). *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 276 (19 mars 1973).
- PELED U., KAFRI U., SHALL B., 1977.- The Jordan valley earthquake of september 2, 1973. *ISR J. Earth Sci.*, 26, 112-118.

- PERATHONER B., FUCHS K., PRODEHL C. & GINZBURG A., 1981.- Seismic investigation of the crust mantle transition in continental rift systems Jordan-Dead Sea and Rhin graben. *Tectonophysics*, 80, 109-119.
- PETIT J.P., 1976.- La zone de décrochements du Tizi N'Test (Maroc) et son fonctionnement depuis le Carbonifère. *Thèse 3ème cycle*, Montpellier, 99 p.
- PETIT J.P., PROUST F. & TAPONNIER P., 1983.- Critères de sens de mouvements sur les miroirs de failles en roches non calcaires. *Bull. Soc.Géol. France*, (7), 25, 4, p. 589-608.
- PETIT J.P., 1988.- Sens de mouvement rupture et friction dans les zones de failles. *Thèse d'Etat de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc*, 434 p.
- PHILIPPE H., 1983.- La tectonique actuelle et récente dans le domaine méditerranéen et ses bordures, ses relations avec la sismicité. *Thèse d'Etat*, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier.
- PHILIP H., MEGHRAOUI M., 1983.- Structural analysis and interpretation of the surface deformation of the El Asnam earthquake of October 10, 1980.. *Tectonics*, v.2, n°1, 17-49.
- PICARD L., 1966.- Thoughts on the graben system in the Levant. *Geol. Sur. Cand. Pap.* 66-14, 22-32.
- PITMAN W.C., BONNIN J., RYAN W.B. & TALWANI M., 1969.- Sea floor spreading in the Atlantic and closing of the Mediterranean Tethys. *Gen. Assembly I.A.S.P.E.I. - I.N.A.G.*, Madrid, Septembre, Vol. III.
- POIRIER J.P., ROMANOWICZ B.A. & TAHER M.A., 1980.- Large historical earthquakes and seismic risk in Northwest Syria. *Nature*, 285, 217-220.
- POIRIER J.P., & TAHER M.A., 1980.- Historical seismicity in the Near and Middle East, North Africa and Spain from Arabic documents. (VIIth - XVIIIth century), *B.S.S.A.*, 70, 2185-2201.
- PONIKAROV & al., 1964.- Geological map of Syria 1/1000.000. *Syrian Arab Republic, Ministry of Industry, Dept. of Geol. and Miner. Research, Damas.*
- PONIKAROV V.P., KAZMIN V.G., MIKHAILOV I.A., RAZAVALIYEV A.V., KRASHENINNIKOV V.A., KOZLOV V.V., SOULIDI-KONDRATIYEV E.D. & FARADZEHV V.A., 1966.- The geological map of Syria. Scale 1/1000.000 Explanatory notes: V.P. PONIKAROV (ed.) Ministry of Syrian Arab Republic, 111 p.
- QUENNEL A., 1958.- The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea rift. *Quarterly Jour. Geol. Soc. London*, v. 114, 1-24.
- QUENNEL A., 1951.- The géology and mineral resources of (former) Trans-Jordan. *Col. Geol. & Min. Res.*, 2, (2).
- QUENNEL A., 1959.- Tectonics of the Dead Sea rift. *20th Int. Geol. Cong. Mexico*, 956, 385-405.
- QUENNEL A., 1956.- The geological map of the Kingdom of Tran-Jordan. *Jordan Government.*
- QUENNEL A., 1983.- Evolution of the Dead Sea rift a review. *1st. Jordanian Geol. conf. Amman*, 460-482.
- RECHES Z. & HOEXTER D., 1981.- Holocene seismic and tectonic activity in the Dead Sea area. *Tectonophysics*, 80, 235-254.

- RECHES Z. & SCHUBERT G., 1987.- Models post-Miocene deformation of the Arabian plate. *Tectonics*, Vol.6, n°6, 707-725.
- RICHARD P., LOYO B. & COBBOLD P., 1989.- Formation simultanée de failles et de plis au-dessus d'un décrochement de socle. *Modélisation expérimentale. C.R.Acad. Sci. Paris*, t. 309, Série II, 1061-1066.
- RICHARDSON E. & HARRISON C., 1976.- Opening of the Red Sea with two poles of rotation-reply. *E.P.S.L.*, 33, 173-175.
- RICHARDSON E. & HARRISON C., 1976.- Opening of the Red Sea with two poles of rotation. *E.P.S.L.*, 135-142.
- RICOU & al., 1985.- Méthodes pour l'établissement de neuf cartes paléogéographiques de l'Atlantique au Pamir depuis le Lias. *Bull. Soc.Géol. France*, 8, t.1, n°5, 625-635.
- RICOU & al., 1986.- Geological constraints on the alpine evolution of the Mediterranean Tethys. *Tecto.*, 123, 83-122
- RITSEMA A.R., 1974.- The earthquake mechanisms of the Balcan region. *Roy. Netherl. Meteorol. Inst. De Bilt, scientific report*, 74-4.
- RIVERA L. & CISTERNAS A., 1987.- Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Terra cognita*, v.7, n° 2.3, p.461. Apr.
- ROHTE J., 1969.- The seismicity of the earth 1953-1965. *UNESCO*
- RON H., 1983.- Paleomagnetic investigation of the fault structure of northern Israël. *Israël geological Society*, 24-27 april, 1983.
- RON H., 1987.- Deformation along the Yammuneh, the restraining bend of the Dead Sea, transform: paleomagnetic data and kinematic implications. *Tectonics vol. 6, n°5*, 653-666.
- ROTSTEIN Y. & BEN AVRAHAM Z., 1985.- Accretionary processes at subduction zones in the eastern Mediterranean. *Tectonics.*, 112, 551-561.
- ROTSTEIN Y. & GOLDBERG S., 1981.- Magnetotelluric profile across the Dead Sea rift in the northern Israël. *Tectonophysics*, 80, 147-164.
- ROTSTEIN Y. & KAFKA A.L., 1982.- Seismotectonics of the southern boundary of Anatolia, Eastern Mediterranean region: subduction, collision and Arc Jumping. *J.G.R.*, 87.
- ROTSTEIN Y. & BARTOV Y., 1989.- Seismic reflection across a continental transform: An example forme a convergent segment of the Dead Sea rift. *J.G.R. vol. 94, n° B 3*, 2902-2912.
- ROSS D. & SCHLEE J., 1977.- Shallow structure and geologic development of the southern Red Sea. *D.G.M.R. Bull.*, n°22, Jiddah, E1-E18.
- ROSS D., UCHUPI E. & WHITE R., 1986.- The geology of the Persian Gulf-Gulf of Oman region. *Reviews of geophysics V.34, n°3*, 537-556, Aug.
- SAID R., 1962.- The geology of Egypt., Elsevier publishing Co., Amsterdam, 377.
- SAVOSTIN L., SIBUET J.C., ZONENSHAIN L.P., LE PICHON X. & ROULET M.J., 1986.- Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamir since the Triassic. *Tecto.*, 123, 1-35.
- SCHLICH R., 1975.- Structure et âge de l'Océan Indien occidental. *Soc.Géol. de France. Mem. Hors série n°6*, 103.

- SCHUBERT G. & GARFUNKEL Z., 1984.- Mantle upwelling in the Dead Sea and Salton trough - Gulf of California leaky transforms. *Annales Geophysicae*, 2, 6, 633-648.
- SCHULMAN N., 1978.- The Jordan rift valley. 10th Intern. Conf. Sedim. Jérusalem.
- SEGALL P. & POLLARD D., 1980.- Mechanics of discontinuous faults. *J.G.R.*, v. 85, n°B8, 4337-4350, August 10.
- SHALEM N., 1952.- La sismicité au Levant. *Bull. Res. Coun. Isr.*, 2, 1, 1-16.
- SHAPIRA A., 1983.- A probabilistic approach for evaluating earthquake risks: application to the Afro-Eurasian junction. *Tectonics*, 91, 321-334.
- SHAPIRA A., 1983.- Potential earthquake risk estimation by application of simulation process. *Tectonics* 95, 75-89.
- SHAPIRA A., 1986.- The Israël seismograph station network. *Terra cognita*, n°3, v.6, S1.6.
- SHAW S., 1947.- Southern Palestine Geological map on a scale of 1/250.000e with explanatory notes. *Government of Palestine, Jérusalem*, 43.
- SEBAI A., GIANNERINI G., CAMPREDON R., PROST A. & FERAUD G., 1986.- Etude géochronologique par la méthode 40 Ar, 39 Ar de réseaux filoniens Cénozoïques de la plaque arabique. 11e réunion Ann. Sci. Terre, Clermont, 156.
- SEBAI A., FERAUD G., GIANNERINI G., BERTRAND H. & CAMPREDON R., 1987.- 40 Ar 39 Ar dating on Cénozoïc mafic volcanics of the Arabian plate associated with the early Red Sea opening. *Terra Cognita*, 7, 201.
- SENGÖR A.M.C., GORUR N. & SAROGLU F., 1985.- Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. *Society of Economic Paleontologists and mineralogists. Special publication* 37, 227-264.
- SENGÖR A.M.C. & YILMAZ Y., 1981.- Tethyan evolution of Turkey/ a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- SIEDNER G. & HOWROWITZ A., 1974.- Radiometric ages of late Cenozoïc basalts from northern Israël: chronostratigraphic implications. *Nature* 25, 23-26.
- SOUFLERIS C. & STEWARD G.S., 1981.- A source study of the Thessaloniki (northern Greece) 1978 earthquake sequence. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 67, 343-358.
- SOUFLERIS C., JACKSON J.A., KING G.C., SPENSER C., SCHOLTZ C., 1982.- The 1978 earthquakes sequence near Thessaloniki (northern Greece). *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 68, 429-458.
- STECKLER M. & TEN BRINK U., 1985.- Replacement of the Gulf or Suez rift by Dead Sea transform: the role of old hinge zones in rifting. *Eos*, 66, 364.
- STECKLER M., 1985.- Uplift and extension at the Gulf of Suez. Indications of induced mantle convection. *Nature*, 317, 135-139.
- STECKLER M.S. & TEN BRINK U.S., 1986.- Lithospheric strength variations as a control on new plate boundaries: exemples from the northern Red Sea region. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 79, 120-132.
- STECKLER M.S., LYBERIS N., BERTHELOT & LE PICHON X., 1988.- Tectonic evolution of the Gulf of Suez rift in a regional context. *Tectonophysics* n°153, 1-4 October 10, 249-271.

- STERN, GOTTFRIED D., HEDGE C., 1984.- Late precambrian rifting and crustal evolution in the northeastern desert of Egypt. *Geology*, v.12, 168-172, Mars.
- STOFFERS P. & ROSS D., 1977.- Sedimentary history of the Red Sea. *D.G.M.R., Bull. n°22, Jiddah, H1-H19.*
- STRIDE A., BELDERSON R. & KENYON N., 1977.- Evolution miogeoclines of the East Mediterranean. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 284, pp.255-285.
- SWARTZ D. & ARDEN D., 1960.- Geologic history of the Red Sea area. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 44, 1621-1637.
- SYKES L. & SEEBER L., 1985.- Great earthquake and great asperities, San Andreas fault, southern California. *Geology*, V.13, 835-838, Dec.
- TAPPONNIER P., 1977.- Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée, poinçonnement et écrasement rigide plastique. *Bull. Soc. Geol. France*, 7, T.XIX, n°3, 437-460.
- TAPPONNIER P. & ARMIJO R., 1985.- Seismotectonics of Northern Egypt. *Terra Cognita*, 5, 171.
- THIRIET J.P., BUROLLET P., GUIRAUD R., ICART J.C., JARRIGE J.J., MONTENAT C. & OTT D'ESTEVOU P., 1985.- Sur l'existence de jeux décrochants transpressifs dans la structuration précoce du Golfe de Suez et de la Mer Rouge. L'exemple de la région de Port Safaga (Egypte): *C.R.Acad. Sci. (Paris)*, 301, II, 3, 207-212.
- UNESCO, 1983.- Programme for Assessment and mitigation of earthquake risk in Arabe region.
- VERED M., 1978.- The probable maximum earthquake magnitude associated with the Jordan rift. *Isr. J. Earth. Sci.*, 27, 82-84.
- VERED M. & STRIEM H.L., 1977.- A Macroseismic study and the implications of structural damage of two recent earthquakes in the Jordan rift. *B.S.S.A.*, 67, 1607-1613.
- VIALON P., 1979.- Les déformations continues discontinues des roches anisotropes. *Eclogae Geol. Helv.*, 72, 2, p. 531-549.
- VIALON P., BOUDON J., GAMOND J.F., PLOTTO P. & ROBERT J.P., 1976.- L'arc des Alpes occidentales: une "zone de transformation continentale" par glissement sénestre ? Présentation d'un modèle des déformations. 4ème Réunion Ann. Sc. Terre., Paris p. 391.
- VIALON P., RUHLAND M. & GROLIER J., 1976.- Eléments de tectonique analytique. *Masson Ed. Paris*, 118p.
- VILLEMIN T. & SUNWOO C., 1987.- Distribution logarithmique self similaire des rejets et longueurs de failles: exemples du Bassin Houiller Lorain. *C.R.Acad. Sci. Paris*, T.305, série II, 1309-1312.
- VINCENT M., 1974.- Anomalies de Bougers et structure profonde du Liban. *C.R.Acad. Sci. Paris*, T. 278, série D, 2401-2404.
- VORMAN A., 1967.- On the fold pattern of Israel and the Levant. *G.S.I. Bull.*, N°43.
- WHITEMAN A.J., 1968.- Formation of the Red Sea depression. *Geol. Mag.*, 105, n°3, 231-246.
- WILLIS B., 1928.- Earthquakes in the Holy Land. *B.S.S.A.*, 18, 72-105.
- WILLIS B., 1933.- Earthquakes in the Holy Land - a correction. *B.S.S.A.*, 23, 88-89.
- WILLIS B., 1938.- Willing's observations of the Dad Sea structure. *Bull.*

- Geol. Soc. Amer. v.49, 659-668.*
- WILLIS B., 1928.- *Dead Sea problem: rift valley or ramp valley ?.*
Bull. Geol. Soc. of Amer., 39, 490-542.
- YOUNG R & ROSS D., 1977.- *Volcanic and sedimentary processes in the Red Sea axial trough. D.G.M.R. Bull. n°22, Jiddah, I1-I13.*
- ZAK I., 1981.- *Asymmetry and basin migration in the Dead Sea rift. Tectonophysics, 80, 27-38.*
- ZAK I., 1978.- *The mont sedom diapir. 10 th Intern. Conf. Sedim. Jerusalem.*
- ZAK I. & FREUND R., 1980.- *Strain measurements in eastern marginal shear zone of mount sedom salt diapir Israël. A.A.P.G.B., v.64, n°4, 568-581, Apr.*

Titre de l'ouvrage :

**CONTRIBUTION A L'ETUDE SISMOTECTONIQUE
DE LA SYRIE (ALGHAB)**

Nom de l'auteur : **Anis MATAR**

Etablissement : Institut Dolomieu - Laboratoire de Géologie Alpine

RESUME

Ce travail consiste en une analyse des rapports entre la sismicité et les structures tectoniques en Syrie.

Les structures ont été étudiées :

1/ Dans la région des Palmyrides où l'on a cherché à estimer l'ampleur du raccourcissement subi par la chaîne ;

2/ Par l'analyse des structures cassantes du fossé d'Alghab.

La réalisation de coupes équilibrées interprétatives de la chaîne des Palmyrides a permis de proposer un chemin cinématique entre l'état avant déformation et l'état actuel et d'estimer le raccourcissement de l'ensemble de la chaîne des Palmyrides à une vingtaine de kilomètres.

La mesure systématique de plans striés et leur traitement statistique par la méthode des dièdres droits permet de reconstituer des systèmes de paléocontraintes tant locaux que régionaux : extension NE-SW, compression décrochante N-S.

L'état de contraintes calculé montre que le mécanisme dominant dans cette partie de la faille du Levant est en décrochement pur et responsable de la formation d'un bassin pull-apart d'Alghab. Ce fossé correspond à un déplacement sénestre d'environ 46 km, ce qui est compatible avec un âge plio-quaternaire correspondant à une vitesse moyenne de déplacement de 8 à 9 mm/an, pour la plaque arabe.

Les études de la sismologie, historique et instrumentale, à partir de 3600 ans avant J.C. ont permis d'établir un catalogue de la sismicité, ainsi que deux cartes d'activité sismique liée à la tectonique (carte sismotectonique) où apparaissent "les différentes zones d'activité de la Syrie :

1 - Zone de faille du Levant. 2 - Nord de la Syrie. 3 - Zone Palmyride.

Il est possible d'évaluer le risque sismique potentiel pour chaque zone.

MOTS-CLES

SYRIE. Fossé d'ALGHAB ; Chaîne PALMYRE ; Tectonique. Déformation ; Compression. Extension ; Décrochement ; Sismicité historique et instrumentale ; Coupe équilibrée.